

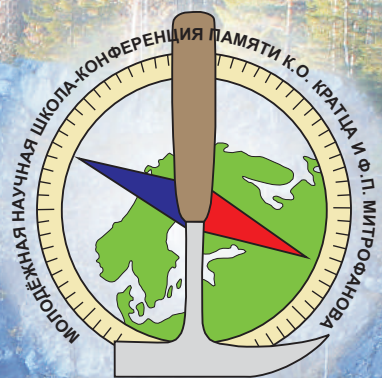


Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр Российской академии наук»
Институт геологии КарНЦ РАН

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции,
посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца
и академика РАН Ф.П. Митрофанова

1–5 октября 2018 года



Петрозаводск – 2018

УДК 551(063)+550.3(063)+574:55(063)
ББК 26.3
А 43

Редакционная коллегия:
Садовничий Р.В., Медведев А.С., Рыбникова З.П.

А 43 **Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии.** Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова, г. Петрозаводск, 1–5 октября 2018 г. / [ред. кол. Садовничий Р.В., Медведев А.С., Рыбникова З.П.]. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. – 337 с.
ISBN 978-5-9274-0828-3

В сборник вошли материалы XXIX молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (1–5 октября 2018 г., г. Петрозаводск), представленные молодыми учеными из академических, образовательных и производственных учреждений Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Апатитов, Казани, Воронежа, Сыктывкара, Иркутска, Новосибирска, Томска, Череповца, Ухты, Петропавловска-Камчатского, а также Азербайджана, Узбекистана, Таджикистана и Белоруссии. Сборник состоит из шести разделов: минералогия, геохимия и петрология; региональная геология и геодинамика; месторождения полезных ископаемых, минерагения; геофизика и глубинное строение земли; геоэкология и рациональное природопользование; инженерная геология и гидрогеология. Сборник будет полезен широкому кругу студентов, аспирантов и научных работников геологических и смежных специальностей.

УДК 551(063)+550.3(063)+574:55(063)
ББК 26.3

Конференция проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 18-35-10024 мол_г.

ISBN 978-5-9274-0828-3

© Институт геологии КарНЦ РАН, 2018
© ФИЦ «Карельский научный центр РАН», 2018

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Председатель

Светов С.А. – д.г.-м.н., директор ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Заместитель председателя

Садовничий Р.В. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Члены организационного комитета

Егорова С.В. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Максимов О.А. – ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Медведев А.С. – ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Рыбникова З.П. – ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Товпенец Т.Ю. – ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ

Председатель

Степанова А.В. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Заместитель председателя

Слуковский З.И. – к.б.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Члены программного комитета

Азимов П.Я. – к.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Алексеев И.А. – к.г.-м.н., СПбГУ, Санкт-Петербург

Арискин А.А. – д.г.-м.н., ГЕОХИ, Москва

Балтыбаев Ш.К. – д.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Вревский А.Б. – д.г.-м.н., ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Войтеховский Ю.Л. – д.г.-м.н., ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Володичев О.И. – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Даувальтер В.А. – д.г.н., ИППЭС КНЦ РАН, Апатиты

Кривовичев С.В. – чл.-корр. РАН, КНЦ РАН, Апатиты

Крутских Н.В. – к.г.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Кузнецов А.Б. – чл.-корр. РАН, ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Медведев П.В. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Мокрушин А.В. – к.г.-м.н., ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Рязанцев П.А. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Слабунов А.И. – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Субетто Д.А. – д.г.н., ИВПС КарНЦ РАН, Петрозаводск

Шаров Н.В. – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Щипцов В.В. – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

**Минералогия,
геохимия и петрология**

СУЙСАРСКИЙ КОМПЛЕКС ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ – УНИКАЛЬНЫЙ ОБЪЕКТ ДЛЯ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Светов С.А.

Институт геологии КарНЦ РАН, ssvetov@krc.karelia.ru

Палеопротерозойские комплексы Центральной Карелии являются своеобразной геологической визитной карточкой региона, в связи с широким распространением и яркой, легко узнаваемой морфологией формирующих их породных литотипов. Вся эволюционная история развития Карельского кратона в палеопротерозое, начиная от сумийского (с 2.50 млрд лет) и до конца веписийского уровня (1.65 млрд лет), связанная с этапами плюмового магматизма (отраженными в образовании крупных магматических провинций), рифтогенеза и заложения протяженных морских бассейнов, запечатлена в породных комплексах Онежской структуры (Онежская..., 2011; Melezic et al., 2012; Куликов и др., 2017).

Все магматические комплексы Онежской структуры имеют свои уникальные черты, однако, особый набор породных литотипов и широкое проявление специфических кристаллизационных процессов позволяют выделить обособленно суйсарскую свиту (часть людиковийской магматической провинции, сформированной 2000–1975 млн лет назад), представленную породами пикро-базальтовой серии (Суйсарский пикрит-базальтовый..., 1999).

Суйсарская свита (название комплексу дано В.М. Тимофеевым в 1935 г. по «суйсарскому побережью» Онежского озера), сформирована высокомагнезиальными вулканитами, имеющими аналоги на территории Приладожья, Лапландии и Печенги (Онежская..., 2011). Разрез свиты представлен в основании массивными лавами пикробазальтов в переслаивании с туффитами; далее выполнен плагиоавгитовыми базальтами в чередовании с туфами и алевролитами и завершается лавами массивных базальтов и их туфов. Общая мощность современного редуцированного разреза составляет ~ 450 м, при этом лавы формируют 75%, а вулканогенно-осадочные породы – 25% общего разреза (Онежская..., 2011). Субвулканические породы комплекса представлены неками, дайками и силлами долеритов и перидотитов, комагматичных лавам суйсарской свиты (Суйсарский пикрит-базальтовый..., 1999; Онежская..., 2011).

В настоящее время для суйсарского комплекса имеется ряд датировок: Re-Os изохрона (по породе: перидотиты, габбро и минеральным фракциям ильменита и ульвошпинели) дает значение – 1969 ± 18 млн лет; габброиды с привлечением данных по клинопироксену дают Sm-Nd изохрону – 1988 ± 34 млн лет (MSWD=1.84; n=13) и Pb-Pb возраст по породе и монофракциям (клинопироксена и плагиоклаза) 1985 ± 57 млн лет (MSWD=3.0; n=18) (Puchtel et al., 1998; 1999).

Наиболее известными объектами суйсарского комплекса, позволяющими судить о характере и типе вулканизма, являются фрагменты пирокластической толщи (мощностью около 30–50 м) в районе станции Шуйская, п. Соломенное (гора Большая Ваара), сложенные обширными полями агломератовых туфов плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых базальтов. Эти породы известны под названием «соломенные брекчии», в связи с тем, что с начала XVIII века активно использовались в архитектуре, в частности, при строительстве и облицовке Исаакиевского собора в Санкт-Петербурге.

Пирокластиты формируют толщу переслаивания различных по размерности туфов плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых базальтов: – агломератовых, содержащих большое количество обломков с рваными, остроугольными формами (изредка окатанными), сцементированных мелкодробленным материалом того же состава; – псаммитовых, со следами слоистости; – глыбовых агломератовых (бомбовых) туфов. В туфах (в вулканических фрагментах пород) существует два вида вкрапленников. Один из видов вкрапленников представлен клинопироксеном (размер до 2 мм по удлинению), характеризующимся слабо выраженной зональностью и

веерообразными структурами погасания. Другой вид вкрапленников представлен крупными ромбовидными кристаллами (возможно оливина), псевдоморфно замещенными пластинчатыми зернами серпентина. Основная масса породы сложена мелкими лейстовидными зернами клинопироксена и располагающимся между ними вулканическим стеклом.

Важно отметить, что вулканические бомбы характеризуются высокой степенью сохранности и сформированы тонкозернистым клинопироксен-порфировым базальтом с небольшим количеством мелких идиоморфных зерен клинопироксена и единичными крупными зернами замещенного оливина в тонкозернистом субстрате с реликтами вулканического стекла. Матрикс бомбовых и агломератовых туфов выполнен туфобрекчией, которая представляет собой «слипшиеся» обломки неправильной формы, сложенные преимущественно тонкозернистыми пироксен-порфировыми стекловатыми базальтами. Обломки имеют зональное строение, при этом их краевые части всегда более светлые (более измененные), чем центральные. В некоторых случаях центральные части «обломков» сложены зернистыми халцедоном и альбитом, в большинстве случаев – стекловатым мелкопорфировым мафическим материалом. Объем вещества, «цементирующего» обломки, невелик, по морфологическим особенностям и составу цемент делится на 2 группы: существенно хлоритовый и лейкократовый зернистый, сложенный халцедоном, альбитом, карбонатом (Светов и др., 2015).

По химическому составу туфы (обломки и матрикс) дифференцированы от базальтов нормальной щелочности до трахиандезибазальтов, при этом содержание $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в цементе несколько ниже, чем в обломках. Породы характеризуются содержанием MgO от 5.7 до 7.2 вес. %, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$ от 10.7 до 12.3 вес. % и Al_2O_3 от 13.3 до 14.8 вес. %. Характерной особенностью и обломков, и цемента является обогащение LIL-элементами, прежде всего, Ba, содержание которого в обломках достигает 1500 ppm. Пирокластиты также обогащены высокозарядными элементами, прежде всего, Nb и Ti, что проявляется в формировании положительных аномалий на мультиэлементных диаграммах и отражает, с одной стороны, отсутствие контаминации кислым коровым веществом, а с другой стороны, свидетельствует об обогащенной плюмовой природе мантийного источника расплавов.

Уникальная специфика лав суйсарского комплекса отражена в разрезе Ялгубского кряжа, где широко проявлены процессы ликвационной несмесимости силикатных расплавов. Данный разрез сложен мощными лавовыми потоками подушечных и массивных базальтов (от 10 до 25 м), чередующихся с потоками авгит-плагиофировых базальтов, а также маломощными прослоями агломератовых туфов (до 3 м мощности) (Суйсарский пикрит-базальтовый ..., 1999; Светов, 2008; 2013). Большинство лав разреза (как массивные, так и подушечные) содержат «вариолиты».

Под термином «вариолит» традиционно понимается магматическая горная порода, имеющая сферолитовую структуру, представленную округлыми обособлениями (вариолями или «глобулами») контрастного химического состава. Первое описание вариолитов в России (именно на территории Ялгубы), выполненное А.А. Иностранцевым в 1874 г., и дальнейшее их изучение, проведенное Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом и представленное в работе «Die Variolite von Jalguba in gouvernement Olonetz» в Трудах Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей в 1884 г., сделало Ялгубу широко известной в научном мире (Левинсон-Лессинг, 1949). Необходимо отметить, что в ходе изучения пикробазальтов Ялгубского разреза впервые в России был апробирован метод поляризационного микроскопического изучения и геохимического анализа пород, результаты которых легли в основу разработки теории ликвационной дифференциации.

Детальное исследование вариолитов данной территории было инициировано Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом, который установил существование четырех типов глобул на основании различий их внутренней структуры и окраски (Левинсон-Лессинг, 1949). В настоящее время в разрезе Ялгубского кряжа выделены дополнительные типы ликвационных образований, различающихся фациальной принадлежностью и морфологией (Светов, 2008; 2013). По литофациальным признакам выделяются: 1) массивные вариолитовые лавы пикробазальтов (мощностью 5–16 м) с ликвационными обособлениями в виде глобул в центральных и кровельных частях потоков; 2) подушечные вариолитовые лавы пикробазальтов (мощность потоков 5–20 м, размером подушек 0.1–

2.5 м), содержащие микро и макровариоли в центральных частях подушек, в краевых областях которых установлено наличие чередующихся маломощных слоев («пленок») «ликвата», следующих параллельно контуру подушки, в чередовании с тонкими прослоями матрикса (до 20 чередующихся слоев; 3) вариолитовые бомбы и фрагменты в туфах. По морфологии среди ликвационных образований выделяют вариоли (>0.5 см в диаметре) и микровариоли (0.05–0.5 см в диаметре) с характерной сферолитовой структурой и идеальной шарообразной формой, которые могут быть однородными, без внутренней зональности, или зональными. В зональных глобулах присутствует ядро (диаметром 1–8 мм) контрастного темного цвета, сложенное кварц-полевошпат-хлоритовой стекловатой массой; и тонкая стекловатая краевая зона ядра (мениск) мощностью около 1 мм. Матрикс (пространство между глобулами и линзами) представляет собой крупнозернистый агрегат, сформированный игольчатыми кристаллами плагиоклаза и авгит-актинолитовой массой. Среди ликвационных фаз выделены ликвационные пленочные образования мощностью от 0.3 до 2 мм, проявленные исключительно в подушечных лавах.

Для вариолей характерно проявление процесса коалесценции, что приводит к формированию в лавовых телах зон чередования разрозненных вариолей с ликвационными линзами (мощность 0.03–4 м), трассируемых по простиранию на десятки метров. Линзообразные скопления глобул маркируют остаточные течения в лавовых телах. Насыщенность породы вариолями по отношению к матриксу меняется от 1–2% в подошвенных участках лавовых тел до 90% в кровле потоков.

Несмотря на длительную историю изучения «Ялгубского феномена» (Левинсон-Лессинг, 1949; Маракушев, Безмен, 1980; Пугин, Хитаров, 1980; Пугин, Хитаров, 1982; Гудин, 2011), применение современных методов и подходов позволяет получать новую информацию о генезисе вариолитов, который до сих пор остается дискуссионным. Новый этап минералогического исследования (Светов, Чаженгина, 2017) пироксенов вариолитов Ялгубы в сопоставлении с данными геохимического изучения пород позволил в этом «эталонном» по изученности объекте выявить многообразие этапов кристаллизации, установить факт контаминационного взаимодействия первичного расплава с коровым материалом и подтвердить длительную эволюционную историю магматической системы. Установлено (Светов, Чаженгина, 2017), что инициальная кристаллизация пироксенов в первичном пикритовом расплаве проходила на стадии поднятия магмы на дневную поверхность. Расплав (или его часть) в ходе подъема испытал контаминацию коровым веществом и был насыщен H_2O , что привело к формированию силикатно-водной эмульсии. Процесс ликвационной дифференциации был достаточно скоротечен, о чем говорит близкий состав основных типов пироксенов в глобулах и матриксе. При этом происходили реакции минералов с новыми поступающими (более магнезиальными) порциями пикритового расплава, что вызывало частичное растворение пироксенов и формирование кайм более магнезиального состава. Ликвационная дифференциация привела к разделению исходного пикритового расплава на две производные – обогащенную кремнеземом и щелочами, и обогащенную глиноземом, магнием, железом и водой. Кристаллизация ликвационных образований (глобул, линз) предшествовала кристаллизации матрикса, о чем свидетельствует химическая характеристика пироксенов, и, что примечательно, по геохимическим данным в матриксе сохранилась «неполная смесимость» первичного и контаминированного расплава.

Эти выводы согласуются с предположением Ф.Ю. Левинсон-Лессинга о генезисе вариолитов, который отмечал (Левинсон-Лессинг, 1949): «Если принять во внимание, что затвердевание вариолей предшествует застыванию основной массы, и вариоли кислее, как самой исходной магмы, так и основной массы, то мы имеем здесь еще один случай, противоречащий и розенбушевскому правилу последовательности выделения минералов из магмы, и боуэнвской схеме кристаллизации...».

Несомненно, данные минералогические парадоксы, еще не раскрытые до наших дней, наглядно демонстрируют уникальность суйсарских образований, и особенно Ялгубского разреза, небольшого геологического объекта, который уже сотни лет подпитывает ученых разнообразным материалом для дискуссий, ставя при этом новые, не менее интригующие проблемы для будущих исследователей.

Следует отметить, что основные выходы Ялгубского кряжа, где собственно и было инициировано изучение вариолитов проф. А.А. Иностранцевым и его учеником Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом, в настоящее время входят в список объектов геологического наследия Республики Карелия. Данная территория сейчас – это природный парк в комплексе «Ялгора», где в настоящее время создается инфраструктура, позволяющая посетителям центра знакомиться с уникальным геологическим наследием региона.

Список литературы

1. Гудин А.Н. Петрология палеопротерозойских (суйсарских) вариолитовых лав Онежской структуры, Центральная Карелия, Балтийский щит. Автореф. канд. дис. 2011. 27 с.
2. Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И., Куликова В.В., Горьковец В.Я., Полин А.К., Голубев А.И., Гоголев М.А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750000: Новые подходы к составлению // Труды КарНЦ РАН. № 2. 2017. С. 3–41.
3. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды. Том 1. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 346 с.
4. Маракушев А.А., Безмен Н.Н. Специфика ликвации магм под давлением водорода в связи с генезисом хондритов // ДАН СССР. 1980. Т. 251. № 5. С. 1222–1224.
5. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011, 431 с.
6. Пугин В.А., Хитаров Н.И. Вариолиты как пример ликвации магм // Геохимия. 1980. № 4. С. 496–512.
7. Пугин В.А., Хитаров Н.И. Геохимия ряда элементов при ликвации в базальтовых магмах // Геохимия. 1982. № 1. С. 35–46.
8. Светов С.А. Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов ялгубского кряжа) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2008. № 11. С. 120–134.
9. Светов С.А. Контаминация – как фактор инициализации ликвационного фракционирования базальтовых расплавов // Литосфера. 2013. № 2. С. 3–19.
10. Светов С.А., Голубев А.И., Степанова А.В., Куликов В.С. Палеопротерозойские вулканоплутонические комплексы Онежской структуры // Путьводитель геологических экскурсий XII Всероссийского петрографического совещания. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2015. С. 28–54.
11. Светов С.А., Чаженгина С.Ю. Геологический феномен Вариолиты «Ялгубского кряжа» от Ф.Ю. Левинсона-Лессинга до наших дней: минералого-геохимические аспекты // Записки РМО. 2017. № 2. С. 1–17.
12. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Ред. В.С. Куликов. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1999. 96 с.
13. Melezhik V.A., Medvedev P.V., Svetov S.A. The Onega basin // in Reading the Archive of Earth's Oxygenation Volume 1: Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project. Series: Frontiers in Earth Sciences (V. Melezhik, A.R. Prave, A.E. Fallick, L.R. Kump, H. Strauss, A. Lepland, E.J. Hanski, (Eds.)). 2012. 387–490 p.
14. Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2,0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. N 130. P. 134–153.
15. Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a maficultramafic sill in the 2,0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Planet. Sc. Lett., 1999. V. 170. P. 447–461.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ И Р-Т-УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КИАНИТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ ЛЯГКОМИНЫ, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

Акимова Е.Ю.^{1,2}, Азимов П.Я.¹, Серебряков Н.С.³, Доливо-Добровольский Д.В.¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 79052513147@yandex.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Введение. Кианит и ставролит – характерные минералы метapelитов, но в некоторых случаях они встречаются в богатых кальцием породах в ассоциации с роговой обманкой. Для понимания закономерностей формирования таких редких парагенезисов важно определить усло-

вия и механизмы их образования. С этой целью мы изучили минеральные ассоциации, составы минералов и их взаимоотношения в кианитовых амфиболитах одного из проявлений в Беломорском подвижном поясе, оценили Р-Т условия их формирования.

Геологическое строение. Беломорский подвижный пояс, расположенный в северо-восточной части Фенноскандинавского щита, сложен глубокометаморфизованными пара- и ортопородами преимущественно мезо- и неоархейского возраста (Ранний докембрий..., 2005). В его осевой части находится Чупинский парагнейсовый пояс, в составе которого преобладают глинозёмистые (кианитовые) гнейсы. Подчиненное положение в Чупинском поясе занимают многочисленные тела амфиболитов, среди которых отмечены кианит- и ставролитсодержащие (Володичев, 1990). Для большинства проявлений кианит- и ставролитсодержащих амфиболитов (Дядина гора, Варацкое, Кулежда, Высота 128 и другие) установлена пространственная и генетическая связь с корундсодержащими метасоматитами по метабазитам (Серебряков, 2004). Ставролит-роговообманковый парагенезис (без кианита) встречается в апогнейсовых корундовых метасоматитах Хитоострова. Проявление кианитовых амфиболитов Лягкомины, которое рассматривается в данной работе, расположено на восточном берегу оз. Ковдозера (Лутковская, 1971). Здесь тело амфиболитов с кианитом и ставролитом мощностью до 25 м расположено среди мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи. Поскольку эти кианитовые амфиболиты обладают аномальным изотопным составом кислорода, характерным для проявлений корундсодержащих пород Беломорского пояса (Bindeman et al., 2014), можно предполагать, что и они связаны с корундовыми породами. Возраст возникновения изотопной аномалии во вмещающих гнейсах района Лягкомины – около 1890 млн лет (Скублов и др., 2017) – совпадает с возрастом корундсодержащих метасоматитов Хитоострова (Серебряков и др., 2007).

Минералогия и петрография кианитовых амфиболитов. Кианитовые амфиболиты Лягкомины – очень неоднородные породы, от лейко- до меланократовых, от мелко- до крупнозернистых, часто пятнистые или полосчатые, с порфиробластическим (до 5 мм) или мелким (меньше 1 мм) гранатом, иногда со ставролитом, клиноцоизитом. Парагенезисы и текстуры в пределах тела изменчивы и разнообразны. Размер зерен кианита меняется от долей мм до 5–7 см. Наиболее крупные порфиробласты кианита содержат многочисленные включения мелкого граната, амфибола, биотита (рис. 1а). Иногда кристаллы кианита окружены сложными (зональными) плагиоклаз-ставролитовыми каймами – неполными псевдоморфозами по кианиту (рис. 1б), в которых кианит замещается ставролитом, а внешняя зона кайм сложена плагиоклазом, иногда с биотитом.

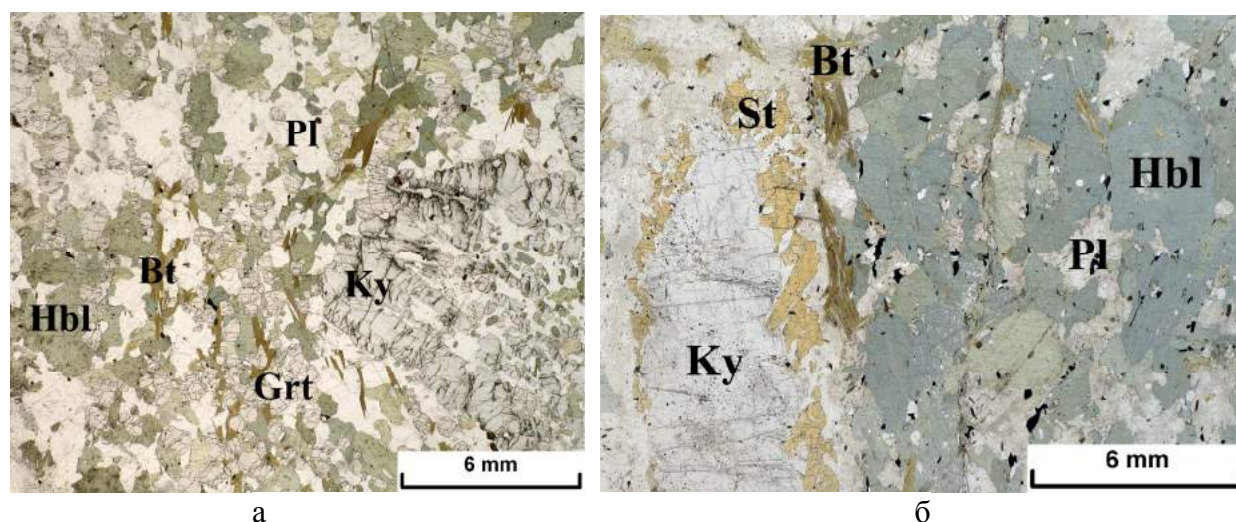


Рис. 1. Микрофото шлифов кианитовых амфиболитов:

а – без ставролита (с порфиробластом кианита), обр. NS-L-9а; б – с псевдоморфозами ставролита по кианиту, обр. NS-L-1. Без анализатора

Кварц отсутствует в матрице кианитовых амфиболитов, но иногда встречается в виде мелких включений в зернах граната. Количество биотита очень непостоянно – от 10–15% до единичных чешуек. Часто он сильно (иногда нацело) хлоритизирован. Гранат присутствует во всех кианитовых амфиболитах. Ставролит в амфиболитах Лягкомины встречается редко и обычно не виден макроскопически (кроме кайм вокруг кианита). Иногда зерна ставролита замещаются мелким мусковитом, видимо, по реакции $St + Bt \rightarrow Ms + Chl$, в других случаях – плагиоклазом. В некоторых кианитовых амфиболитах исчезает и плагиоклаз, замещаясь клиноцоизитом или тонкозернистым слюдыстым агрегатом. В разных соотношениях отмечены три основных минерала титана – рутил, ильменит и титанит. Апатит может присутствовать в значительных количествах (до 5% и более). Обычные акцессорные минералы – циркон и алланит.

Среди кианитовых амфиболитов выявлен ряд петрографических разновидностей: амфиболит с псевдоморфозами ставролита по кианиту (обр. NS-L-1: Hbl+Pl+Bt+Ky+St+Czo+Grt, Rt, Ilm), ставролит-кианит-гранатовый амфиболит (обр. NS-L-3: Hbl+Pl+Grt+Bt+Ky+St+Czo, Rt, Ilm, $\pm Qtz$), гранатовый амфиболит с кианитом и клиноцоизитом (обр. NS-L-8a: Hbl+Pl+Grt+Ky+Czo+Bt, Rt, Fe-Ti оксиды $\pm Qtz$), кианит-гранатовый амфиболит (обр. NS-L-9a: Hbl+Pl+Qtz+Grt+Bt+Ky, Rt, Ilm, Tmt, $\pm Ms$), кианит-гранат-биотитовый лейкоамфиболит с крупным порфиروبластическим кианитом (обр. NS-L-11: Pl+Hbl+Bt+Grt+Ky, Rt, Ilm, Ttn, $\pm Kfs$). Вмещающая порода – кианит-гранат-биотитовый гнейс (обр. NS-L-10: Pl+Qtz+Bt+Grt+Ky+Ms, Rt, Ilm, Tmt, $\pm Kfs$).

В изученных породах можно наметить последовательность смены минеральных ассоциаций: Hbl+Pl+Qtz+Grt \pm Bt (гранатовый амфиболит) \rightarrow Hbl+Pl+Grt+Ky \pm Bt \pm Qtz \pm Czo Hbl+Pl+Grt+Ky \pm Bt \pm Czo \rightarrow Hbl+Pl+Grt+Ky \pm St \pm Bt \pm Czo \rightarrow Hbl+Grt+Ky+Czo \pm St \pm Bt. Такая последовательность может являться суперпозицией двух процессов: изохимической смены парагенезисов при меняющихся РТ – условиях и смены парагенезисов при метасоматических преобразованиях.

Составы минералов кианит- и ставролитсодержащих амфиболитов определены методом ЭЗМА (ЭДС) в РЦ СПбГУ «Геомодель» (аналитики – В.В. Шиловских и Н.С. Власенко). Расчет составов амфиболов по микрозондовым анализам выполнен в программах Amphibole Classification Excel Spreadsheet (Lokock, 2014) и WinAmphcal (Yavuz, 2007), остальных минералов – в программе Minal 3 (автор – Д.В. Доливо-Добровольский). Амфиболы из кианитовых амфиболитов отвечают по составу чермакитовым роговым обманкам с необычно высокой глинозёмистостью, низким содержанием Si (вплоть до $Si < 6$ ф.к.) и довольно высокой магнезиальностью ($x_{Mg} = 0.67–0.94$). Из-за дефицита $^B Ca$ (1.56–1.84 ф.к.) даже при довольно высоком содержании щелочей (до 0.64 ф.к. Na + K) содержание катионов в позиции A ≤ 0.5 ф.к. Роговые обманки содержат значимое количество расчетного Fe^{3+} – до 1.57 ф.к. Концентрация $^{IV} Al$ меняется от 0.66 до 1.06 ф.к. В описанном ряду сменяющихся минеральных ассоциаций от гранатовых амфиболитов к ставролитсодержащим породам снижается магнезиальность и растёт глинозёмистость роговых обманок. Биотит низкоглинозёмистый ($^{VI} Al = 0.18–0.44$), преимущественно магнезиальный ($x_{Mg} = 0.61–0.87$). Содержание Na невелико (≤ 0.12 ф.к.). Ti в биотитах ≤ 0.17 ф.к. Отметим, что низкоглинозёмистые биотиты сосуществуют с высокоглинозёмистыми минералами (кианитом, ставролитом, клиноцоизитом) и богатыми глинозёмом амфиболами. Магнезиальность биотита снижается синхронно со снижением магнезиальности роговых обманок, одновременно растёт титанистость биотита. Содержание Al в биотите существенно не меняется. Плагиоклазы из кианитовых амфиболитов по составу явно разделяются на две группы: средние (An_{29-52} , обычны для кианитовых амфиболитов без ставролита) и основные (An_{85-97} , преимущественно в кианитовых амфиболитах со ставролитом). Гранаты довольно богаты Mg и Ca ($Alm_{51-67}Prp_{16-35}Grs_{10-21}$). Их кристаллы обладают слабой или явной обратной зональностью (доля пиропы и гроссюляра снижается от центра к краю зерен). Ставролит высокомагнезиальный ($x_{Mg} = 38–42\%$) – он существенно магнезиальнее, чем обычные ставролиты метапелитов. Содержание Zn в ставролите незначительно. Клиноцоизит низкожелезистый ($x_{Fe^{3+}} = 0.07–0.17$).

Одновременное уменьшение магнезиальности главных породообразующих минералов (роговой обманки, биотита и граната), рост глинозёмистости пород и их десиликация указывают на существенный вклад метасоматических процессов в формировании кианитовых амфиболитов.

Термобарометрия. РТ–параметры образования кианитовых амфиболитов определены методом TWEEQU (Berman, 1991) в программе TWQ 2.02b с базой данных JUN92.GSC (Berman, 1988), включающей компоненты роговых обманок, и с дополнениями TWQ_Comb и TWQ_View (Доливо-Добровольский, 2006а, 2006б). В расчеты включены все основные минералы, кроме ставролита (из-за отсутствия в базе данных описания ставролитового твердого раствора). Метод TWEEQU позволяет оценить степень равновесности изучаемых минеральных ассоциаций. Анализ расчетов показывает, что кианит в амфиболитах может быть неравновесен с реликтовым кварцем, а биотит – с роговой обманкой.

На рис. 2 приведены примеры TWQ-диаграмм с рассчитанными РТ–параметрами. По результатам термобарометрических расчетов формирование кианитовых амфиболитов происходило в условиях от высокобарной гранулитовой фации (~800 °C и 10–12 кбар) до среднетемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (~580–600 °C и 5–6 кбар). Полученный диапазон условий формирования кианитовых амфиболитов соответствует кианитовой фациальной серии, условия которой обычны для метаморфизма Беломорского подвижного пояса в палеопротерозое (Ранний докембрий..., 2005; Слабунов и др., 2016).

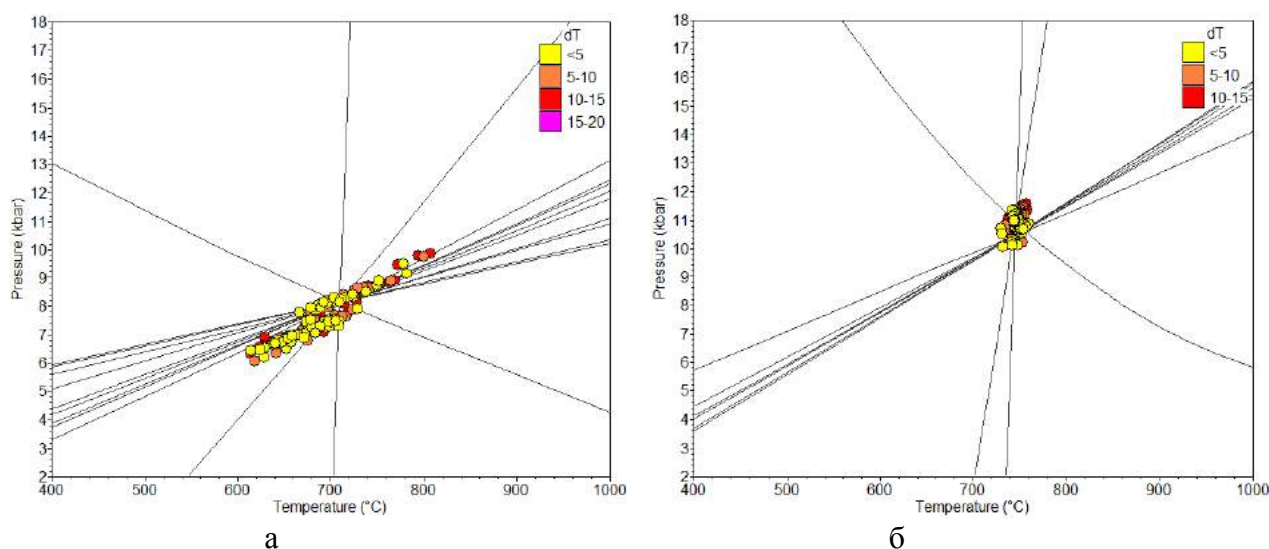


Рис. 2. Примеры TWQ-диаграмм с результатами расчетов:

а – обр. NS-L-9а, расчет для парагенезиса Hbl+Ky+Grt+Pl+Bt, б – в St-содержащих амфиболитах (обр. NS-L-3, расчет для парагенезиса Hbl+Ky+Grt+Pl+Ilm+Rt). В обеих системах по 3 независимых реакции. dT (°C) – СКВО средней температуры равновесия, определенной из парных пересечений реакций (параметр характеризует сходимость реакций)

Заключение. Необычный состав минералов кианитовых амфиболитов, характер реакционных взаимоотношений между минералами и анализ эволюции минеральных ассоциаций позволяют нам вслед за предыдущими авторами (Володичев, 1990; Серебряков, 2004) высказать предположение о метасоматическом генезисе кианитовых амфиболитов Беломорского подвижного пояса. Смена кварцсодержащих парагенезисов кианитсодержащими, в том числе бескварцевыми, увеличение глинозёмистости главных породообразующих минералов и увеличение общего количества глинозёмистых минералов в породах свидетельствуют о десиляции и росте глинозёмистости амфиболитов в ходе метасоматоза. Одновременно с этим снижается магнезиальность основных породообразующих минералов. Формирование ставролита в значительной степени связано с замещением кианита. Дальнейшая десиликация, видимо, должна приводить к появлению корунда, наблюдаемого в ряде других проявлений кианитовых амфиболитов Бело-

морья. Метасоматическое происхождение имеют и кианитовые, и ставролитовые амфиболиты Хизоваарской структуры зоны сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона (Глебовицкий и Бушмин, 1983), но там они связаны преимущественно с накоплением алюминия при кислотном выщелачивании амфиболитов.

Работа поддержана грантом РФФИ № 17-05-00265.

Список литературы

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Геология и петрология. Л.: Наука, 1990. 246 с.
2. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.
3. Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_Comb. Версия 1.2.0.4. 2006a. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>
4. Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_View. Версия 1.2.0.22. 2006b. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>
5. Лутковская Т.А. К вопросу образования кианита на месторождении Лягкомина // Минералогия и геохимия докембрия Карелии. Л.: Наука, 1971. С. 68–78.
6. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
7. Серебряков Н.С. Петрология корундсодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Диссертация к.г.-м.н. М., ИГЕМ РАН. 2004. 170 с.
8. Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. и др. Первое локальное Th-U-Pb датирование циркона метасоматитов Беломорского подвижного пояса // ДАН. 2007. Т. 413. № 3. С. 388–392.
9. Скублов С.Г., Азимов П.Я., Ли С.Х. и др. Полиметаморфизм чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (Фенноскандия) по данным изотопно-геохимического (U-Pb, REE, O) исследования циркона // Геохимия. 2017. № 1. С. 3–16.
10. Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А. и др. Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // ДАН. 2016. Т. 467. № 1. С. 71–749.
11. Berman R.G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O–K₂O–CaO–MgO–FeO–Fe₂O₃–Al₂O₃–SiO₂–TiO₂–H₂O–CO₂ // J. Petrol. 1988. Vol. 29. P. 445–522.
12. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: A new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. Vol. 29. No. 4. P. 833–855.
13. Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K. et al. Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ¹⁸O Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia // Geosphere. 2014. V. 10. P. 308–339.
14. Locock A.J. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // Comp. & Geosci. 2014. Vol. 62. P. 1–11.
15. Yavuz F. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. V.8. No. 1. P. 1–12.

ВИДЫ КАРБОНАТНЫХ ТЕХНОГЕННЫХ НАТЕЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Алентьев Ю.Ю.

Научный инновационный центр мониторинга природной среды, alentev_49@mail.ru

Для натечных карбонатных техногенных образований характерны те же основные формы выделения, что и для природных натечных образований. Наиболее распространенными формами выделения техногенных натечных образований являются: трубчатые сталактиты и натечная карбонатная кора (покровные натечи). Другие формы выделения техногенных натечных образований носят подчиненный характер (встречаются достаточно редко), хотя и имеют место быть.

Трубчатые сталактиты в природных условиях (системах) по схеме эволюции литогенеза натечных карбонатных образований пещер соответствуют натечно-осыпной стадии развития подземного карста и стадии капежа развития пещер и соответствуют 12,13 классу притока (10^{-6} – 10^{-8} литров в секунду) (Максимович, 1965; Максимович и др., 2010). При этом по возрасту и цвету принято выделять два вида трубчатых сталактитов: это наиболее молодые (белые и хрупкие с тонкими стенками) и более старые (желтоватого цвета с большей толщиной стенок) (Максимович, 1963).

Техногенные трубчатые сталактиты, приуроченные к подземным фортификационным сооружениям Зимней войны (рис. 1), имеют цвет от белого до коричневого. В местах максимального сужения – практически прозрачные, с толщиной стенок до одного миллиметра.



Рис. 1. Техногенные трубчатые сталактиты в фортификационных сооружениях

На рис. 2 показаны трубчатые техногенные сталактиты, образовавшиеся в подземном бетонном резервуаре для воды. Данные сталактиты имеют ярко коричневый цвет, который, так же как и в случае с рядом сталактитов, находящихся в фортификационных сооружениях периода Зимней войны, обусловлен окислами железа. Длина данных сталактитов составляет от 3 до 14 сантиметров, толщина стенок, рассматриваемых натечных образований, колеблется в пределах от 0,2 до 0,4 миллиметров.

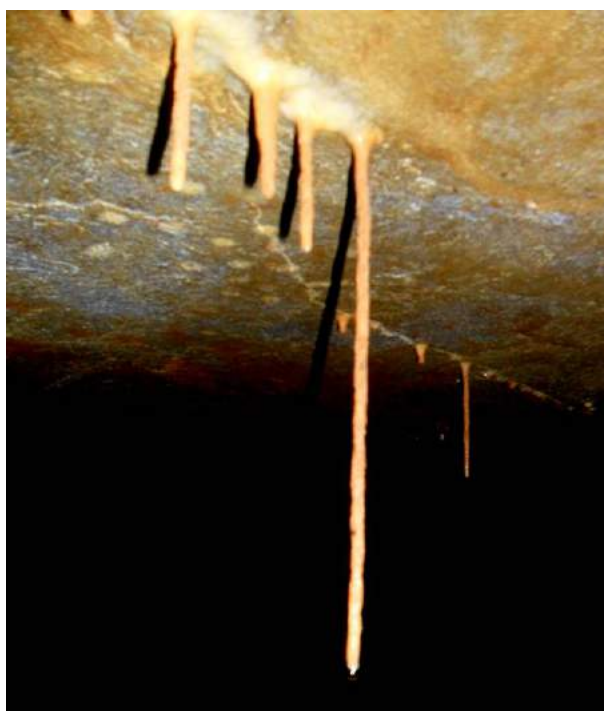


Рис. 2. Техногенные трубчатые сталактиты в подземном резервуаре для воды

Также часто техногенные трубчатые сталактиты образуются под автодорожными и пешеходными мостами. На рис. 3 показаны трубчатые сталактиты, образовавшиеся под мостом через реку Преголя (г. Калининград).



Рис. 3. Сталактиты под мостом через реку Преголя

Данные натечные образования имеют белый цвет, их длина колеблется от 3 до 14 сантиметров. Толщина стенок достигает до 2 миллиметров. С внутренней стороны на стенках канала данных трубчатых сталактитов наблюдаются микроскопические кристаллы кальцита. Внутреннее строение канала сталактитов при 10-кратном увеличении показано на фотографии (рис. 4).



Рис. 4. Внутреннее строение трубчатого сталактита при 10-кратном увеличении

На рис. 5 и 6 – техногенные трубчатые сталактиты, образовавшиеся на мостах через реки Десна и Лодырка, протекающих по территории ТиНАО города Москвы.



Рис. 5. Техногенные сталактиты под автодорожным мостом через реку Десна



Рис. 6. Техногенные сталактиты под мостом через реку Лодырка

Трубчатые сталактиты под мостом через реку Десна молочно-белого цвета, длиной от двух до семнадцати сантиметров и толщиной стенок до одного миллиметра. Встречаются единичные трубчатые сталактиты с боковыми наростами, связанными с закупориванием канала. Сталактиты под мостом через реку Лодырка имеют длину от 4 до 11 сантиметров, цвет молочно-белый, местами практически прозрачный, средняя толщина стенок составляет 0,1 миллиметра.

Натечная кора (покровные натечи), также как и трубчатые сталактиты, является достаточно широко распространенной формой выделения карбонатных техногенных образований. Образование натечной коры в природе, по классификации Г.А. Максимовича, происходит в речной/озерной стадии развития пещеры и соответствует 6–7 классу водопритока ($1-10^{-2}$) (Максимович, 1965; Максимович и др., 2010).

В искусственных инженерных сооружениях покровные натечки встречаются на опорах и перекрытиях мостов, в железнодорожных тоннелях (рис. 7) и др.



Рис. 7. Общий вид тоннеля Кругобайкальской железной дороги и карбонатный покровный натек на стене данного тоннеля

Исследование натечных техногенных образований, процесса и скорости их образования представляет не только научный интерес, но имеет и прикладное значение с точки зрения определения деформаций, изменения прочностных свойств инженерных сооружений, к которым они приурочены.

Список литературы

1. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Том 1. Пермь: Пермское книжное издательство, 1963 – 446 с.
2. Максимович Г.А. Генетический ряд натечных образований пещер (карбонатный спелеолитогенез) // Пещеры. – Пермь: Изд-во ПГУ, 1965. – Вып. 5 (6).
3. Максимович Н.Г., Потапов С.С., Мецержакова О.Ю. Натечные техногенные минеральные образования // Пещеры: сб. науч. тр. – Естественнонаучный институт Перм. гос. ун-та. – Пермь, 2010. – Вып. 33. – С. 72–81.

ГРУБООБЛОМОЧНЫЙ МАТЕРИАЛ НЕОАРХЕЙСКОГО МОЛАССОИДНОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ: ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Бакаева А.В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, sashe-ku@yandex.ru

Введение. В работе представлены результаты исследования грубообломочного материала неоархейского (~2.65–2.60 млрд лет) молассоидного комплекса Койкарского домена. Терригенные породы, формирующие молассоидный разрез, представлены полимиктовыми конгломератами, локализованными в центральной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного

пояса. Подробная информация о строении Койкарского домена приведена в работе (Светов, 2005). Осадочный бассейн достигает мощности 230 м. Состав галечного материала конгломератов и цемента зависят от типа подстилающих пород. В районе озер Маялампи и Каллиеволампи конгломераты залегают на андезит-дацит-риолитовой серии, для них характерен аркозовый цемент и преобладание обломков кислого состава, в районе озера Питкилампи доминирует мафитовая кластика и граувакковый цемент, т.к. бассейн сформирован на породах коматиит-базальтовой ассоциации (Светов и др., 2005).

Цель данного исследования заключается в петрографическом и геохимическом изучении кластического материала конгломератов молассоидного комплекса и выделения основных типов пород в обломках и их классификации.

Методы. Петрографическое изучение пород осуществлялось с использованием поляризационного микроскопа «ПОЛАМ Р-312», содержания петрогенных элементов в пробах определялись методом мокрой химии (Пономарев, 1961), концентрации редких и редкоземельных элементов измерялись на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 (Thermo scientific, США) по методике (Светов и др., 2015). Все работы выполнены в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск).

Результаты. Петрографическое и геохимическое изучение галечного материала конгломератов неоархейского молассоидного комплекса позволило разделить обломки на несколько серий, основываясь на их составе и петрографических особенностях:

Обломки коматиит-толеитовой серии (базальтовые коматииты; вариолиты) представлены мелкими валунами и гальками размером до (7–15)*(2–7) см. Для пород характерна светло-зеленая окраска, массивная текстура и фибробластовая, гранофибробластовая структура. Минеральный состав: хлорит, микролиты плагиоклаза, амфиболовый агрегат, акцессорные – карбонаты, сфен, эпидот. Обломки преимущественно угловатые и субугловатые. *Обломки базальтовой серии* (базальты, туфы базальтов, габбро) окрашены в бледные оттенки зеленого цвета. По характеристике размера обломков и степени окатанности гальки подобны породам коматиит-толеитовой группы. Минеральный состав: хлорит, мелкие класты плагиоклаза, амфиболовый агрегат, эпидот. Текстура пород массивная и миндалекаменная. Встречаются рассланцованные обломки. Структура – фибробластовая, иногда встречаются реликты габбровой структуры. *Обломки дацит-риолитовой серии* (андезитовые вариолиты, риодациты, дациты, трахидацит, риолиты) светло-серые, среднезернистые, порфировые, с вкрапленниками плагиоклаза и кварца. Основная масса сложена кварцем, плагиоклазом, хлоритом, эпидотом, карбонатом, рудными минералами. Обломки представлены гальками (от 1–2 см до 8–10 см) и валунами размером до 25*(7–12) см. Породы массивные, реже рассланцованные. В рассланцованных конгломератах гальки вытянуты и уплощены. Структура бластопорфировая, с фибробластовой, нематогранобластовой структурой основной массы. *Обломки гранитоидной серии* (плагиограниты, субщелочные граниты, граниты, диориты, кварцевые диориты) от галечных до крупновалуных (до 1*0,5 м). Характеризуются светло-серой, светло-розовой и розовой окраской, массивной, иногда гнейсовидной текстурой, среднезернистой, гипидиоморфнозернистой, бластопорфировой, гранитной структурой. Состоят из кварца, плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, эпидота, серицита, хлорита, рудных минералов. Обломки субокатанные, в рассланцованных конгломератах – вытянутые, уплощенные, линзовидные. Конгломераты молассоидного комплекса плохо сортированные, заключены преимущественно в цемент базального типа, местами сменяющегося контактовым.

По содержанию петрогенных и РЗ элементов кластический материал конгломератов был сопоставлен с двумя ключевыми стратотектоническими комплексами Койкарского домена (коматиит-базальтовым и андезидацитовым), на которых непосредственно сформирован осадочный бассейн (рис. 1, 2). Для сравнительной характеристики обломков среднекислого состава использовались породы дацит-риолитового комплекса, представленного

двумя субвулканическими телами: Центральным в районе оз. Питкилампи (ЦТ) и Южным в районе оз. Митрийлампи (ЮТ) (Гоголев, 2018). Обломки базальтовой и коматиит-толеитовой серий сравнивались с породами коматиит-базальтовой ассоциации Койкарского домена района оз. Питкилампи (коматиитами и коматиитовыми базальтами) (Рыбникова, 2018). На диаграмме TAS (рис. 1) обломки средне-кислого состава и породы дацит-риолитового комплекса располагаются в поле дацитов, риолитов, трахидацитов, а обломки базальтовой, коматиит-толеитовой серий и породы коматиит-базальтового комплекса – в поле базальтовых андезитов, трахибазальтов, базальтов. Тренды распределения редких и редкоземельных элементов в обломках средне-кислых пород (рис. 2а, б) подобны спектрам распределения РЭ и РЗЭ в Центральном и Южном телах дацит-риолитового комплекса: породы деплетированы в области тяжелых РЗЭ $((La/Yb)_n = 8–21$ в субвулканитах ЦТ и ЮТ (Гоголев, 2018), и 1.93–16.7 в обломках гранитоидной и дацит-риолитовой серий). Кроме того для пород характерны отрицательные аномалии по Ti, Nb и положительные по Hf, Zr. Топология спектров распределения редких и РЗЭ в обломках базальтовой и коматиит-толеитовой серий подобна спектрам распределения редких и РЗЭ в породах коматиит-базальтовой ассоциации Койкарского домена (рис. 2в), но отличается от них более высокими концентрациями. На спайдерграммах (рис. 2в) проявлены отрицательные аномалии по Sr и Zr (Рыбникова, 2018). По характеру распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов в обломках коматиит-толеитового, базальтового составов и породах коматиит-базальтового комплекса Койкарского домена следует, что обломки мафитового состава поступали в бассейн осадконакопления в результате эрозии коматиит-базальтовой толщи, в составе которой доминировали базальтовые коматииты. Подобное наблюдение согласуется с данными, полученными при изучении матрикса конгломератов и состава первичного источника мафитового материала (Бакаева, 2018).

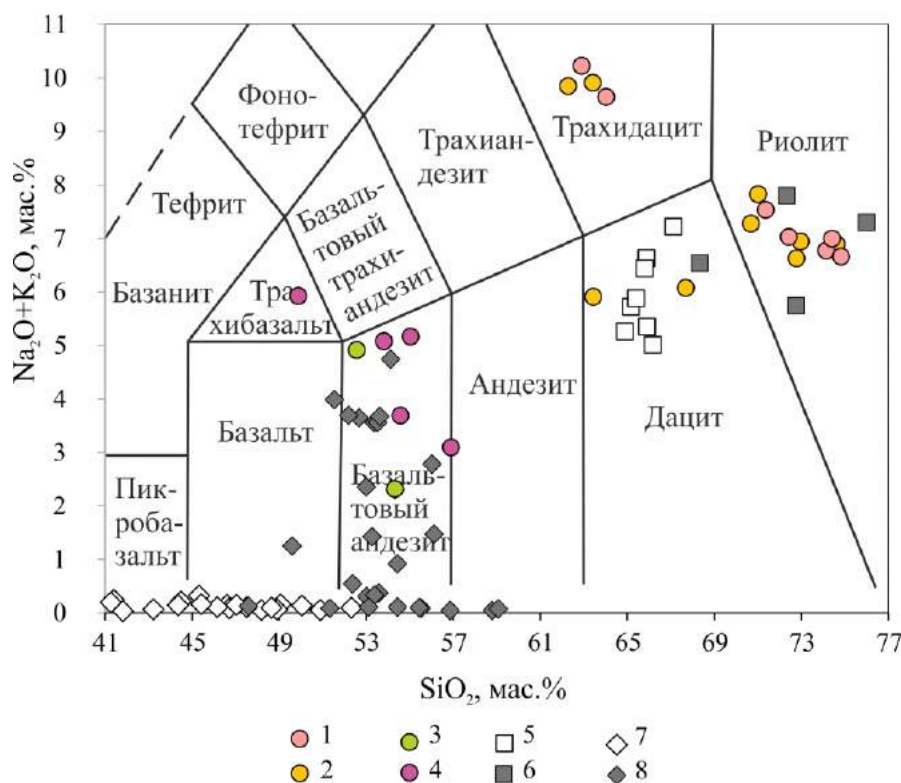


Рис. 1. Классификационная диаграмма SiO_2 – (Na_2O+K_2O) для галечного материала молассоидного бассейна, андезидацитового и коматиит-базальтового комплексов Койкарского домена

Обломки: 1 – гранитной серии, 2 – дацит-риолитовой серии, 3 – базальтовой серии, 4 – коматиит-толеитовой серии. 5 – дациты ЮТ, 6 – дацит-риолитовые породы ЦТ, 7 – коматииты, 8 – коматиитовые базальты

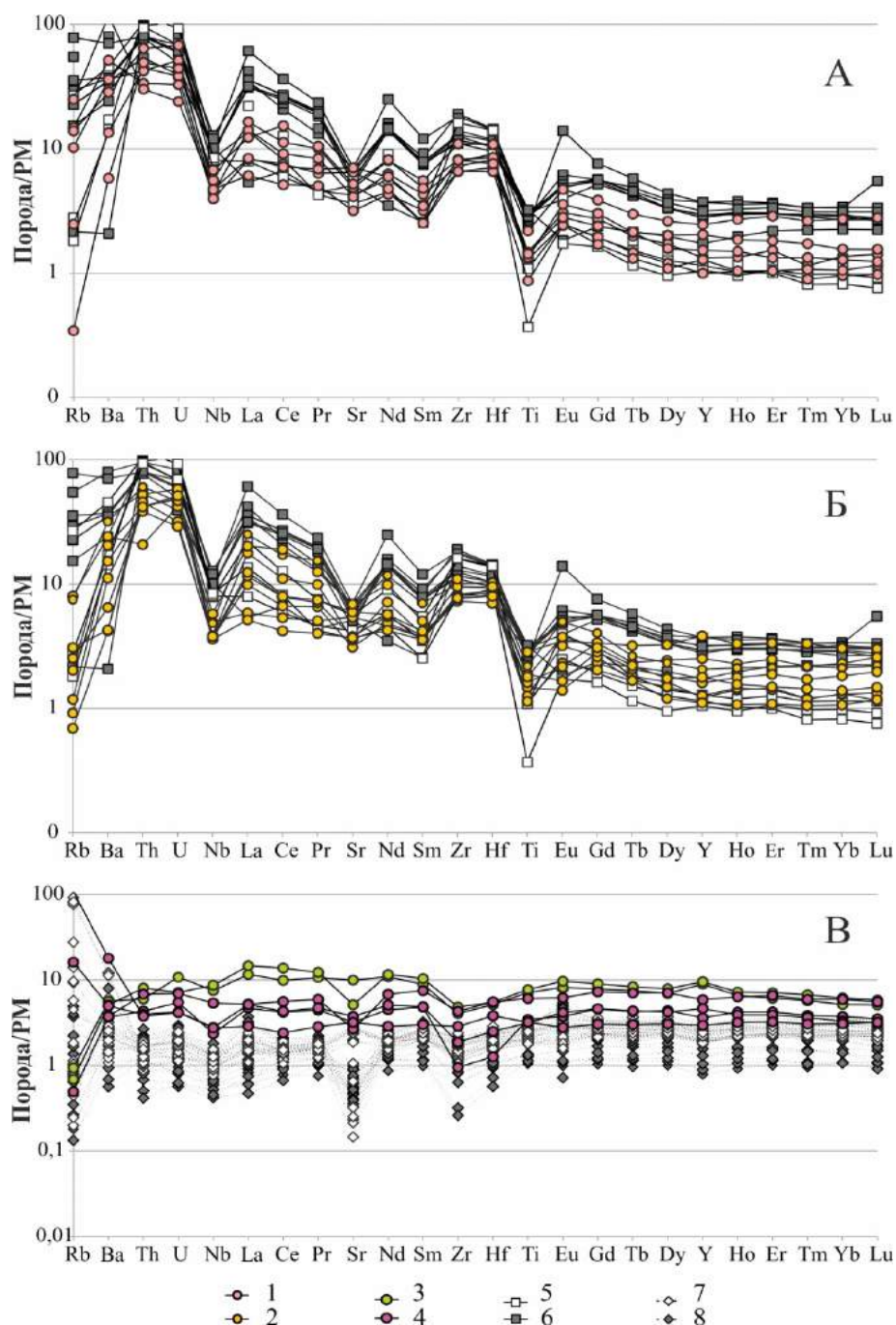


Рис. 2. Спайдерграммы, нормированные на примитивную мантию по (Sun, McDonough, 1989), для галечного материала неоархейского молассоидного бассейна, андезидацитового и коматиит-базальтового комплексов Койкарского домена.
 Условные обозначения соответствуют рис 1.

Выводы. В результате проведенного исследования установлено, что:

- кластический материал неоархейского молассоидного комплекса Койкарского домена представлен обломками гранитоидной, дацит-риолитовой, базальтовой и коматиит-толеитовой сериями. Обломки преимущественно средней окатанности, в рассланцованных конгломератах – вытянутые, уплощенные, линзовидные, ориентированные по направлению сланцеватости;
- терригенная толща сформирована на андезидацитовом и коматиит-базальтовом комплексах Койкарского домена, в результате эрозии которых, вероятно, обломочный материал поступал в бассейн осадконакопления;

- содержание петрогенных, редких и РЗЭ и их распределение в галечном материале конгломератов во многом соответствует коматиит-базальтовому и дацит-риолитовому комплексам Койкарского домена, что может быть результатом привноса в конгломераты продуктов разрушения данных породных ассоциаций.

Проведенное исследование является основой для реконструкции первичных магматических источников (как существующих в настоящее время, так и утраченных в результате эрозии) обломочного материала и процессов формирования молассоидного комплекса что, вероятно, в дальнейшем может позволить приблизиться к пониманию условий формирования каждой группы пород и уточнить детали формирования заключительных этапов развития зеленокаменного пояса.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГ КарНЦ РАН.

Список литературы

1. Бакаева А.В. Матрикс полимиктовых конгломератов неархейского молассоидного бассейна Койкарского домена: геохимическая характеристика, источники материала // Труды Карельского научного центра РАН. № 2. 2018. С. 111–121. DOI:10.17076/geo766.
2. Гоголев М.А. 2018 (в печати). Геохимическая типизация дацит-риолитового магматизма центральной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Карельский кратон) // Труды КарНЦ РАН. 2018. DOI: 10.17076/geo757.
3. Рыбникова З.П. Дифференцированные лавы мезоархейских коматиитов: минералого-геохимическая характеристика, условия излияния и кристаллизации // Труды КарНЦ РАН. № 2. 2018. С. 77–90. DOI: 10.17076/geo772.
4. Пономарев А.И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: АН СССР, 1961. 414 с.
5. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан – континент в архее восточной части Фенно-скандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
6. Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н., Антропова Е.А. Неоархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. Вып. 8. С. 5–17.
7. Светов С.А., Степанова А.В., Чаженина С.Ю., Светова Е.Н., Рыбникова З.П., Михайлова А.И. Парамонов А.С., Утицына В.Л., Эхова М.В., Колодей В.С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73. doi: 10.17076/geo140.
8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No. 42. P. 313–345.

СИНТЕЗИРОВАННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ АНАЛОГ ЭКСГАЛЯЦИОННОГО МИНЕРАЛА АВЕРЬЕВИТА $[\text{Cu}^{2+}_5\text{O}_2](\text{VO}_4)_2\cdot\text{N}(\text{Cu}, \text{Cs}, \text{Rb}, \text{K})\text{Cl}_x$

Владимирова В.А.¹, Сийдра О.И.^{1,2}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, vladimirovav.sbk.1998@yandex.ru

²Центр наноматериаловедения, Кольский научный центр

Введение. На сегодняшний день изучение кристаллических структур и соответствующих свойств минералов является одной из основных задач не только минералогии и кристаллографии, но и материаловедения. Благодаря своим уникальным кристаллическим структурам синтетические аналоги многих минеральных видов являются материалами, используемыми в различных областях современной индустрии. По мере развития современных цифровых технологий, программ, связанных с изучением космоса, строительством космических кораблей и спутников, возрастает потребность в поиске материалов, обладающих сверхпрочными характеристиками, уникальными магнитными и электрическими свойствами, которые способны влиять на прохождение тока через такие материалы. Разработка аккумуляторов и батарей

с меньшими затратами энергии являются приоритетными научными направлениями химии, физики, материаловедения, кристаллографии и кристаллохимии. Одним из таких перспективных для использования минералов, благодаря своей кристаллической структуре, является оксованадат меди с дополнительным анионом – аверьевит $[\text{Cu}_5\text{O}_2](\text{VO}_4) \cdot n\text{MCl}_x$ ($M=\text{Cu}, \text{Cs}, \text{Rb}, \text{K}$), открытый на вулкане Толбачик в 1998 году (Вергасова и др., 1998).

Основной **целью** данной научно-исследовательской работы является получение синтетического аналога минерала аверьевита, изучение изоморфизма меди и щелочных металлов Cs, Rb и K, а также последующее изучение свойств синтезированного аналога.

Эксперимент. Кристаллы синтетического структурного аналога аверьевита $\text{Cu}^{2+}_5\text{O}_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 2(\text{Cu}^+\text{Cl})$ без щелочных металлов были получены в процессе выполнения высокотемпературного синтеза методом газотранспортных реакций в тройной системе $\text{CuCl}_2\text{-V}_2\text{O}_5\text{-CuO}$, в соотношении 2:1:3. Смесь нагревалась до 600 °С, выдерживалась при данной температуре 5 часов, остужалась до 550 °С со скоростью 4 °С/ч, и затем медленно охлаждалась до комнатной температуры со скоростью 6 °С/ч. В кварцевой трубке синтетический аналог аверьевита образовался в тесной ассоциации с минералом – ванадатом меди цизитом (рис. 1).

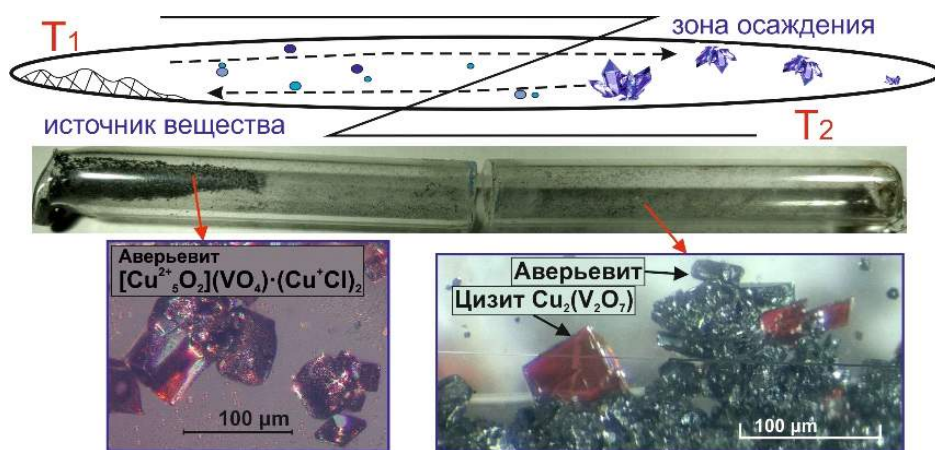


Рис. 1. Иллюстрация процесса получения синтетического аналога аверьевита

Отобранный кристалл нового синтезированного аналога аверьевита был изучен на дифрактометре *Bruker APEX DUO*. Кристаллическая структура была уточнена в программе *SHELX* в пространственной группе $P-3m1$, $a = 6.406(4) \text{ \AA}$, $c = 8.403(5) \text{ \AA}$, $R_1 = 4.6\%$ (рис. 2а). Результаты микронзондового исследования полученных кристаллов позволяют записать формулу синтетического аналога следующим образом: $(\text{Cu}^+, \text{Cu}^{2+})_{7.345}\text{V}_{1.865}\text{O}_{10.063}\text{Cl}_{1.872}$.

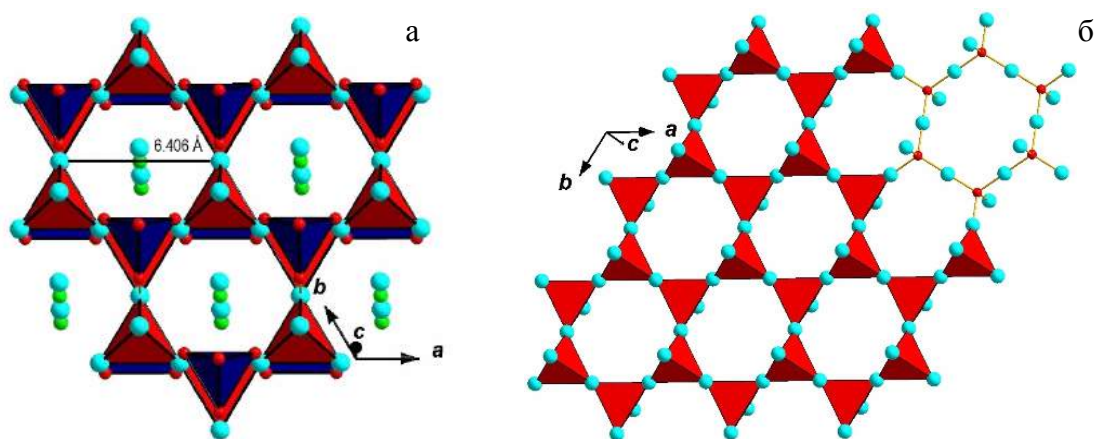


Рис. 2. Кристаллическая структура синтезированного аналога аверьевита

Кристаллическая структура аналога аверьевита построена на основе слоев $[\text{Cu}^{2+}_5\text{O}_2]^{6+}$, данные слои окружены катионоцентрированными ванадатными тетраэдрами по принципу «грань-к-грань» (Кривовичев, Филатов, 2001; Krivovichev, Filatov, 1999). В структуре присутствуют широкие каналы, вытянутые вдоль оси c , имеющие диаметр 6,406 Å. В структуре природного минерала в данных каналах располагаются хлоридные комплексы с щелочными металлами и двухвалентной медью, в то время как в синтетическом соединении располагаются комплексы Cu^+Cl .

Одним из наиболее интересных аспектов кристаллической структуры синтетического аналога аверьевита является наличие широких каналов в пористом каркасе, что позволяет предположить возможность ионообменных реакций с другими комплексами (рис. 2б). Синтетический аналог аверьевита является плохорастворимым соединением, а также устойчивым в воде при кипячении. На основе предположения о возможности вхождения других комплексов и металлов в каналы пористого каркаса структуры синтетического аверьевита были выполнены ионообменные эксперименты. Получены кристаллы нового соединения, по результатам химического анализа имеющего следующую формулу $\text{Cu}^{2+}_5\text{O}_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 2(\text{K}^+\text{Cl})$.

Катионы меди Cu^{2+} в кристаллической структуре синтетического аналога аверьевита образуют правильные симметричные сетки *кагомэ*. Для таких структур отмечаются исключительные магнитные свойства, обусловленные образованием фрустрированных решеток и приводящие к появлению эффекта спиновой жидкости (Shores et al., 2005). Исследования магнитных свойств в данный момент выполняются.

Заключение. Экспериментально получен новый без щелочных металлов синтетический аналог природного эксгальационного минерала аверьевита. Путем выполнения ионообменных экспериментов изучена пропускная способность широких каналов в структуре синтетического аналога, где располагаются хлоридные комплексы с участием меди, тем самым оценен характер изоморфизма меди с другими металлами. Важным аспектом дальнейшей работы с синтетическим аналогом аверьевита является изучение его магнитных свойств посредством измерения магнитного момента и магнитной восприимчивости соединения. Также планируется выполнение ряда ионообменных экспериментов с участием щелочных металлов для изучения возможности применения таких структур в аккумуляторах и батареях. Исследования продолжаются, осваиваются новые методы и оборудование.

Работа выполняется при финансовой поддержке гранта РНФ 16-17-10085. Рентгеновские исследования выполнены на оборудовании ресурсного центра СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

Список литературы

1. Вергасова Л.П., Старова Г.Л., Филатов С.К., Ананьев В.В. Аверьевит $\text{Cu}_5(\text{VO}_4)_2\text{O}_2 \cdot n\text{M}_x$ – новый минерал вулканических эксгальаций. Докл. РАН. 1998. Т. 359. С. 804–807.
2. Кривовичев С.В., Филатов С.К. Кристаллохимия минералов и неорганических соединений с комплексами анионоцентрированных тетраэдров. Изд-во СПбГУ, 2001. 200 с.
3. Krivovichev S.V., Filatov S.K. Structural principles for minerals and inorganic compounds containing anion-centered tetrahedral. Amer. Miner. 1999. Vol. 84. P. 1099–1106.
4. Shores M.P., Nytko E.A., Bartlett B.M., Nocera D.G. A structurally perfect $S=1/2$ Kagome antiferromagnet. J. Amer. Chem. Soc. 2005. Vol. 127. P. 13462–13463.

КСЕНОЛИТЫ ГРАНУЛИТОВ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ ЖЛОБИНСКОГО ПОЛЯ (ПРИПЯТСКИЙ ПРОГИБ): МИНЕРАЛОГО- ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И Р-Т УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Волкова Г.Д.¹, Юткина Е.В.², Носова А.А.², Сазонова Л.В.¹,
Лапцевич А.Г.³, Кузьменкова О.Ф.³

¹Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, earlinndrow@gmail.com

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

³Государственное предприятие «Научно-производственный центр по геологии», Минск

Введение. Припятско-Днепрово-Донецкая рифтовая зона (ПДДР) представляет собой одну из крупнейших рифтовых структур Восточно-Европейской платформы, располагаясь в ее южной части и протягиваясь от Донбасса до Жлобинской седловины. Припятский сегмент ПДДР включает в себя Жлобинскую седловину, Северо-Припятское плечо и собственно Припятский прогиб, в который включен Припятский грабен. Подстилающими структурами фундамента для этих зон (Аксаментова, Толкачикова, 2012; Махнач и др., 2001) в пределах Жлобинской седловины являются Осницко-Микашевичский вулканический пояс (ОМВП), а далее на восток – Брагинский гранулитовый массив (БГМ).

Нами исследованы два ксенолита гранулитов (обр. 15Bl-724/206, 15Bl-699/361) из щелочных ультрамафитов Жлобинского поля. Ранее (Markwick et al., 2001) уже были опубликованы результаты минералого-геохимического и изотопного изучения коровых ксенолитов (амфиболитов, горнблендитов и гранулитов) из эффузивных пород Жлобинского поля. Кроме того, нами ранее были исследованы ксенолиты биотит-гранатовых гнейсов из щелочных пикритов Уваровичского поля щелочных вулканитов (Волкова и др., 2018). Представленные в настоящей работе результаты петролого-геохимического изучения ксенолитов метаморфических пород из вулканитов Жлобинского поля позволяют провести сравнительный анализ и обобщение данных по породам кристаллического фундамента запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и вносят вклад в решение задач реконструкции раннедокембрийской геологической истории ВЕП.

Методы исследования. Состав минералов определен в Лаборатории локальных методов исследования вещества Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на растровом (сканирующем) электронном микроскопе (РЭМ) Jeol JSM-6480LV с энергодисперсионным анализатором INCA-Energy 350. Содержания главных компонентов пород определены методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в ИГЕМ РАН на спектрометре PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. Малые и редкие элементы определены методом индуктивно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в ИПТМ РАН. Разложение образцов пород проводили путем кислотного вскрытия в автоклаве. Для расчета термодинамических параметров образования пород использовались гранат-клинопироксеновый геотермометр (Powell, 1985; Krogh, 1988; Nakamura, 2009) и гранат-пироксен-плаггиоклаз-кварцевый геобарометр (Newton, Perkins, 1982; Powell, Holland, 1988), а также программы SOLVCALC 2.0 (Wenn, Nekvasil, 1994) и TWQ (Berman, 1991).

Петрография и составы минералов. Образец 15Bl-724/206 отобран из скважины Серебрянская (инт. 206 м) и представляет собой биотит-гранат-клинопироксен-полевошпатовый гранулит с выделениями амфибола, акцессорными рутилом, ильменитом и титаномagnetитом, а также с единичными выделениями доломита. Порода в значительной степени хлоритизирована, особенно зерна клинопироксена. Образец 15Bl-699/361 отобран из скважины Красницкая (инт. 361 м) и представляет собой гранат-клинопироксен-полевошпатовый гранулит с реликтами скаполита и выделениями амфибола, акцессорными апатитом, магнетитом (включая титаномagnetит), ильменитом, сульфидами Fe, Cu, Ni, а также фосфатами редких земель. Структура обеих пород гетеробластовая средне-мелкозернистая гранобластовая,

с полигональными очертаниями зерен полевых шпатов, текстура пород массивная. Признаков воздействия стрессового давления на породы, исходя из их структурно-текстурных особенностей, не выявлено.

Зерна граната (10–15% от общего объема породы) размером до 1 мм имеютgrossулар-пироп-альмандиновый состав с примесью спессартинового (1.6–1.9%) и андрадитового (1.0–1.2%) миналов (рис. 1а) и содержат до 0.1 мас. % TiO_2 . Часть из них содержит до 0.07 мас. % Cr_2O_3 . Химическая зональность в гранатах не проявлена. Гранаты из скв. Красницкая идиоморфны и содержат включения полевых шпатов, клинопироксена, ильменита, апатита, а также сульфидов Fe, Cu, Ni в трещинах. Гранаты из скв. Серебрянская ксеноморфны и практически не содержат включений.

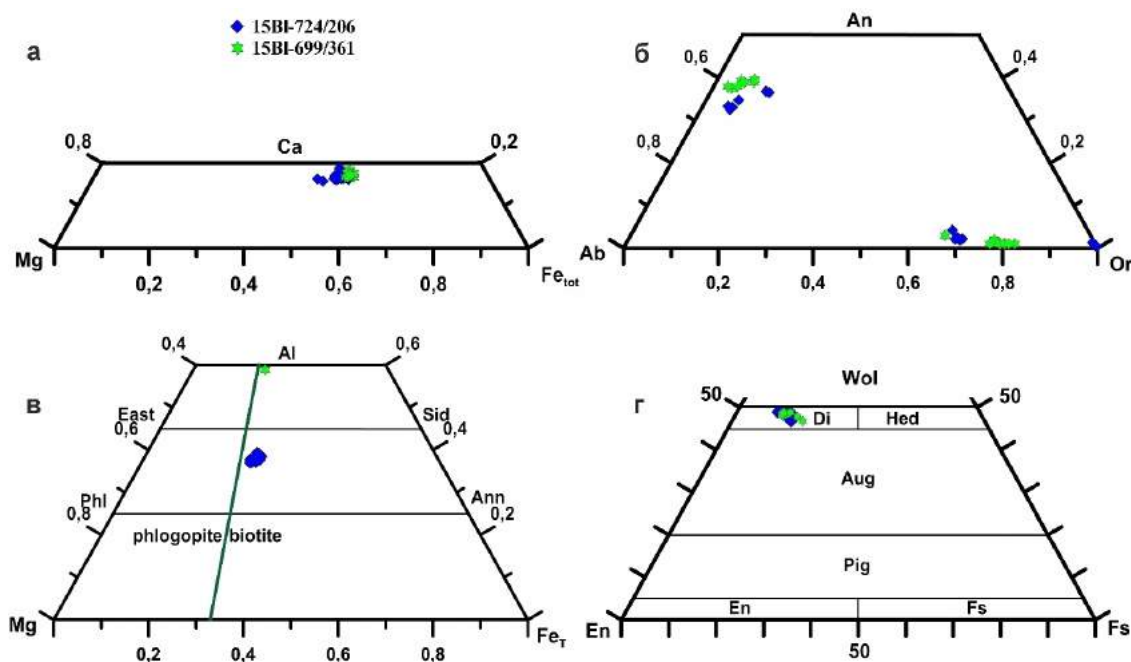


Рис. 1. Химические составы отдельных минералов пород на тройных диаграммах: (а) составы гранатов на диаграмме Fe_{total} -Ca-Mg; (б) составы полевых шпатов на диаграмме альбит-анортит-ортоклаз; (в) составы слюд на диаграмме Mg- Fe_{total} -Al; (г) составы пироксенов на диаграмме энстатит-ферросилит-волластонит. Ромбами показаны анализы минералов ксенолитов из скв. Серебрянская, звездочками – из скв. Красницкая

Полевые шпаты составляют 50–60% пород и представлены в основном андезином с 3–12% ортоклазового минала. Плаггиоклаз из скв. Серебрянская имеет кайму из чистого КПШ или из более кислого андезина. Плаггиоклаз из скв. Красницкая имеет кайму из щелочного полевого шпата только на границе с зернами граната и клинопироксена. Щелочной полевой шпат (менее 5% от общего объема породы) также встречается в данных породах в виде антипертитов распада и ксеноморфных включений разного размера в плаггиоклазе, а также в виде небольших интерстициальных кристаллов. Он содержит до 4 мас. % BaO. Составы полевых шпатов приведены на (рис. 1б).

Клинопироксен составляет 20–30% пород и представляет собой незональный диопсид (рис. 1г), который в образце из скв. Серебрянская практически полностью хлоритизирован. В образце из скв. Красницкая гипидиоморфные зерна диопсида хлоритизированы только в центральной части и достигают размера 2 мм.

Биотит встречается в образце из скв. Серебрянская, где он составляет менее 5% породы, в виде скоплений идиоморфных зерен с выделениями ильменита или рутила. Подобные скопления биотита встречаются только в непосредственной близости от гранатов. Биотит содержит

4.3–6,8 мас. % TiO_2 , до 2.5 мас. % BaO и до 0.2 мас. % Cr_2O_3 . В образце из скв. Красницкая нет видимых в микроскоп зерен биотита, однако, по результатам микрозондового анализа (зеленая звездочка на рис. 1в), он должен находиться в межзерновом пространстве в обрамлении гранатов в виде тончайших выделений в сростании с другими тонкозернистыми фазами (предположительно с кварцем), неразличимыми в микроскоп.

Амфибол встречается в обоих образцах в виде редких выделений размером в сотые доли мм и представляет собой паргасит с $\text{Mg}\# = 0.50\text{--}0.64$. Предыдущие исследователи (Markwick et al., 2001) приписывали ему вторичное метасоматическое происхождение.

Скаполит наблюдается только в образце из скв. Красницкая в виде реликтов, окруженных широкими радиально-лучистыми агрегатами хлоритов.

Химический состав пород. Породы имеют базитовый состав и характеризуются повышенным содержанием глинозёма и натрия (табл. 1). Обр. из скв. Серебрянская по соотношению суммы щелочей и кремнезёма соответствует базальту, в то время как обр. из скв. Красницкая имеет состав, близкий к трахиандезибазальту.

Таблица 1. Химические составы пород (мас. %)

Обр. №	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	П.п.п.	Total
206	49.60	0.58	18.85	7.40	0.11	7.60	4.29	2.93	3.38	0.05	0.02	4.94	99.75
361	49.12	1.04	18.72	9.25	0.13	6.08	7.60	3.31	1.42	0.37	0.02	2.65	99.71

Породы обогащены несовместимыми элементами, имеют положительные аномалии по Ba, K, Pb, Sr и отрицательные аномалии по Cs, Th, P. Образец из скв. Серебрянская также имеет положительную аномалию по U. Образец из скв. Красницкая в целом более обогащен примесными элементами (рис. 2), в т.ч. редкоземельными ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 8.14$), по сравнению с образцом из скв. Серебрянская ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.22$). Образец из скв. Серебрянская имеет положительную Eu-аномалию, что может указывать на накопление плагиоклаза в его протолите в результате частичного плавления мантийного источника. Также данный образец имеет Nb-Ta минимум. На наличие подобных Eu- и Nb-Ta-аномалий в ксенолитах гранатовых гранулитов также указывали предыдущие исследователи (Markwick et al., 2001), связывая их с габброидным андерплейтингом в процессе формирования ОМВП.

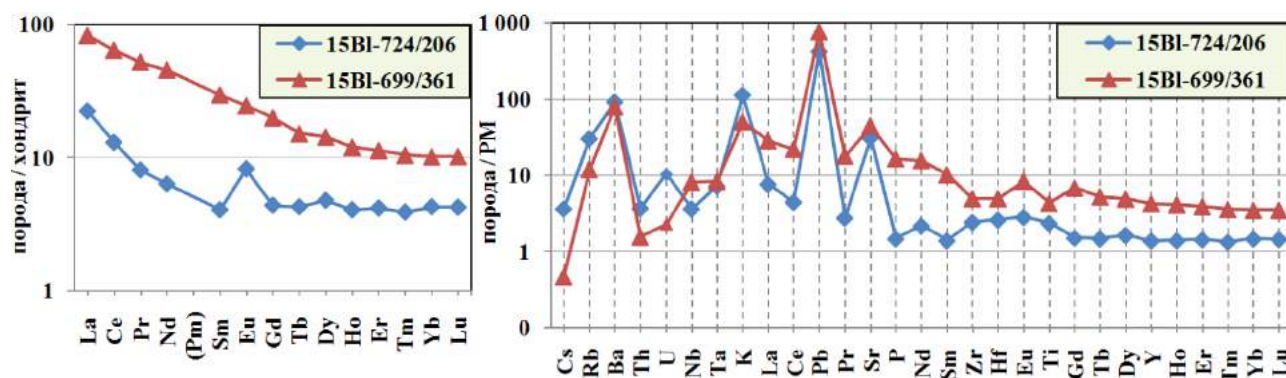


Рис. 2. Содержание примесных элементов в породах

Р-Т условия образования. По результатам применения гранат-клинопироксенового геотермометра к породе из скв. Серебрянская нами получены температуры равновесия 488–546 °C (Nakamura, 2009), 505–546 °C (Krogh, 1988) и 561–599 °C (Powell, 1985) для интервала давлений 1–16 кбар. Для породы из скв. Красницкая получены температуры 464–522 °C (Nakamura, 2009), 497–537 °C (Krogh, 1988) и 544–581 °C (Powell, 1985) для того же интервала давлений.

Кроме того, определение Р-Т параметров образования пород проведено при помощи гранат-пироксен-плагиоклаз-кварцевого геобарометра с использованием программы TWQ (Newton, Perkins, 1982; Powell, Holland, 1988). Так, для породы из скв. Красницкая нами были получены результаты 669–670 °С и 9.9–10.0 кбар. Но следует отметить отсутствие кварца в изученных породах. Предыдущие исследователи (Markwick et al., 2001), использовавшие вышеуказанные геотермометр и геобарометр, объясняли его отсутствие воздействием больших давлений. Ими для подобных пород были получены следующие параметры: 700–800 °С и 0.9–1.1 кбар.

Также для породы из скв. Красницкая при помощи программы SolvCalc 2.0 (использовалась термодинамическая модель Fuhrman, Lindsley, 1988) получены температуры сольвуса тройных ПШ в системе Ог-Аб-Ап, составляющие 775–791 °С для интервала давлений 9–11 кбар.

Заключение. Таким образом, полученные нами данные указывают на образование изученных пород в результате высокоградного метаморфизма пород основного состава, возможно габброидов, которые, в свою очередь, могли быть образованы в результате андерплейтинга в процессе формирования ОМВП. Минеральный состав и расчетные оценки по давлению указывают на гранулитовую фацию метаморфизма, в то время как температурные оценки занижены для данной фации, что, по-видимому, объясняется наличием в породах свидетельств последующего этапа ретроградного метаморфизма с воздействием флюидов (выделения метасоматического паргасита, вторичных карбонатов и хлоритизация).

Список литературы

1. Аксаментова Н.В., Толкачикова А.А. Петрография и геохимия кристаллического фундамента Беларуси. Минск, 2012. 232 с.
2. Волкова Г.Д., Юткина Е.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Лапцевич А.Г., Кузьменкова О.Ф. // Ксенолиты метаморфитов из щелочных вулканитов Уваровичей (Припятский прогиб): минералого-геохимические особенности и Р-Т условия образования. Тез. докл. на Всероссийской конференции молодых ученых «Современные проблемы геохимии – 2018», Иркутск, отдано в печать.
3. Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. и др. ГЕОЛОГИЯ БЕЛАРУСИ. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
4. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculation: A new technique with petrological applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.
5. Fuhrman M.L. and Lindsley D.H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // American Mineralogist. 1988. V. 73. P. 201–215.
6. Krogh E.J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1988. V. 99. P. 44–48.
7. Markwick A.J.W., Downes H., Veretennikov N. The lower crust of SE Belarus: petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths // Tectonophysics. 2001. V. 39. № 1–2. P. 215–237.
8. Nakamura D. A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // J. Metamorphic Geol. 2009. V. 27. P. 495–508.
9. Newton R.C., Perkins D. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene-clinopyroxene-quartz // American Mineralogist. 1982. V. 67. P. 203–222.
10. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // J. Metamorphic Geol. 1985. V. 3. P. 231–243.
11. Powell R., Holland T.J.B. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program // Metamorphic Geol. 1988. V. 6. P. 173–204.
12. Wenn S., Nekvasil H. SOLVCALC; an interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry // Comp. and Geosci. 1994. V. 20. P. 1025–1040.

КОЙКАРСКИЙ ДОМЕН, КАК СОСТАВНАЯ ЧАСТЬ МЕЗОАРХЕЙСКОЙ СУБДУКЦИОННОЙ СИСТЕМЫ НА ЗАПАДНОМ ФЛАНГЕ ВОДЛОЗЕРСКОГО ПРОТОКОНТИНЕНТА

Гоголев М.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, tag-333@mail.ru

Архейские зеленокаменные пояса привлекают специалистов не только в связи с их благоприятной металлогенической нагрузкой, но и возможностью расшифровки условий формирования ранней земной коры. Не является исключением мезоархейский Водлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс, расположенный в Центральной Карелии и обрамляющий с запада палеоархейский Водлозерский блок (рис. 1). Наиболее представительными для пояса является Хаутаваарский домен, расположенный в южной части пояса (рис. 1, цифра 3), Койкарский (рис. 1, цифра 2) и Совдозерский (рис. 1, цифра 1), расположенные в центральных частях пояса. Данные домены Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса по геологической изученности дополняют друг друга и в результате дают независимые данные для реконструкции их истории: по палеовулканическим постройкам на Хаутаваарском домене раскрыт древний островодужный этап (3.1–2.95 млрд лет), а в результате изучения коматиит-базальтовой ассоциации Хаутаваарской, Койкарской и Совдозерской – протоокеанический этап при формировании данного зеленокаменного пояса (3.05–2.90 млрд лет) (Светов, 2009).

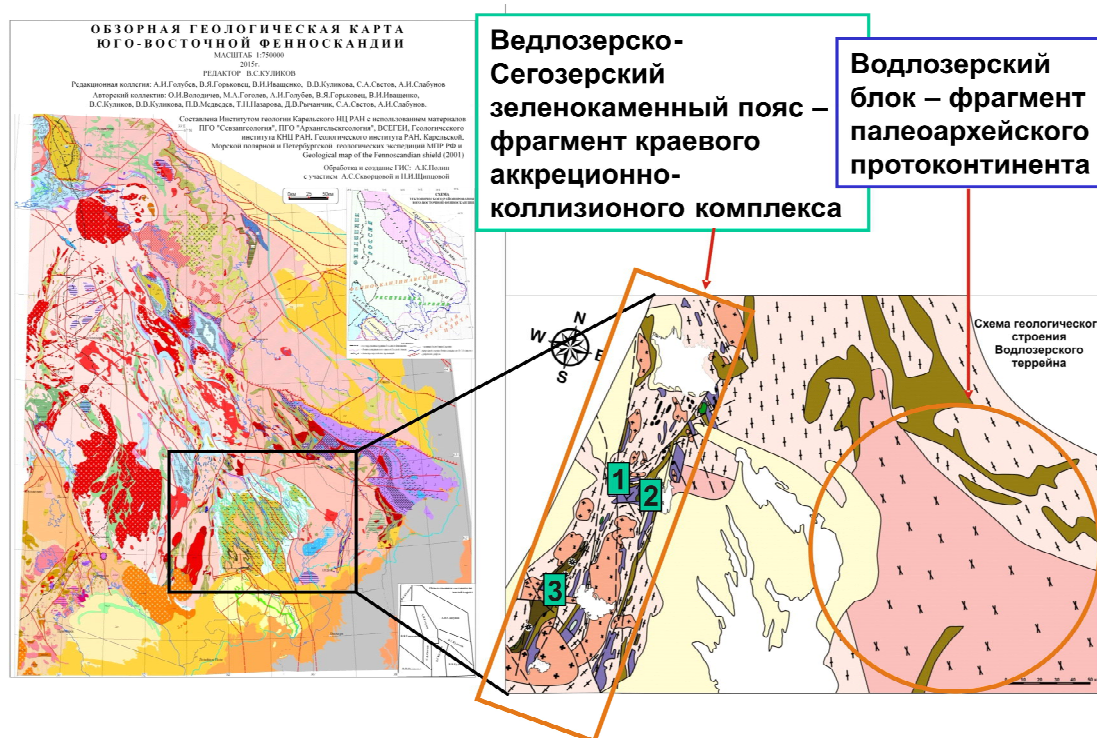


Рис. 1. Схема геологического строения Водлозерского террейна с его местоположением на ОГК ЮВ Фенноскандии (Светова, 1988; Куликов и др., 2017)

Цифрами на Водлозерско-Сегозерском зеленокаменном поясе показаны ключевые домены:
1 – Совдозерский, 2 – Койкарский, 3 – Хаутаваарский

Исследования последних лет показали, что в Койкарском домене также имеются комплексы пород, относящиеся к мезоархейскому островодужному этапу (3.1–2.95) развития Водлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса.

Койкарский домен представляет собой останец архейских пород в протерозойских комплексах. Изученная островодужная дацит-риолитовая ассоциация представлена субвулканическими и дайковыми телами, которые секут протоокеаническую коматиит-базальтовую ассоциацию домена (Светов, 2009). Петрографически данная кислая ассоциация представлена породами с микропорфировой, реже порфировой структурой, вкрапленники представлены альбитизированным олигоклазом и кварцем.

В результате исследований установлено, что дайковый комплекс Койкарского домена (подобный по составу адакитам) мог формироваться непосредственно в ходе плавления субдущируемого базальтового слэба. Возраст данного комплекса равен 2942 млн лет.

В отличие от них дациты субвулканических тел с высоким содержанием Cr, Ni, Ti, Nb и тяжелых РЗЭ генерировались из метасоматизированного вещества мантийного клина. Их возраст составляет 2903 млн лет.

Таким образом, накопленная минералогическая, геохимическая характеристика дацит-риолитовой субвулканической ассоциации Койкарского домена позволяет говорить о существовании аналогичной Хаутаваарским комплексам островодужной серии пород. Так в Хаутаваарском домене самая ранняя, представленная адакитами серия имеет возраст $2958,7 \pm 6,0$ млн лет (Светов и др., 2012), а полученный возраст по Койкарскому – 2942 млн лет, а поздняя дифференцированная АДР-серия возраст в Хаутаваарском домене – 2860 млн лет (Светов, 2009), а в Койкарском – 2903 млн лет. В результате можно говорить о принадлежности Хаутаваарского и Койкарского доменов к единой мезоархейской субдукционной системе на восточном фланге палео-мезоархейского Водлозерского протоконтинента.

Исследование выполнялось в рамках госзадания ИГ КарНЦ РАН.

Список литературы

1. Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И., Куликова В.В., Полин А.К., Голубев А.И., Горьковец В.Я., Иващенко В.И., Гоголев М.А. Геологическая карта Юго-Восточной Фенноскандии масштаба 1:750000: Новые подходы к составлению // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41.
2. Светова А.И. Архейский вулканизм Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 1988. 148 с.
3. Светов С.А., Гоголев М.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. Ксенолиты и автолиты в древнейшей адакитовой серии Фенноскандинавского щита // Труды КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 122–136.
4. Светов С.А. Древнейшие адакиты Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2009. 115 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ФОРМИРОВАНИЯ МИАСКИТОВЫХ ПЕГМАТИТОВ САГАСЕН

Головко О.В., Верещагин О.С.

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, golovko.511@gmail.com

Введение. Миаскитовые пегматиты карьера Сагасен (Sagäsen) являются составной частью плутона Ларвик, Южная Норвегия и характеризуются уникальным минеральным разнообразием. За последние 10 лет в пределах комплекса было открыто семь новых минералов (Friis et al., 2017; Raade et al., 2009), однако, генезис пегматитов недостаточно изучен (Larsen, 2010). Несмотря на детальные минералогические исследования, термодинамические параметры формирования пегматитовых тел до сих пор не установлены. Настоящая работа посвящена определению температуры формирования минералов, слагающих основную массу пегматитов и установлению пространственно-временных взаимоотношений между ними.

Геологическая позиция. Плутонический комплекс Ларвик был образован на заключительных этапах формирования рифта Осло в пермском периоде (Norske and Asa, 2008) и рас-

полагается между фьордами Осло и Лангесун. Плутон имеет концентрическую зональность, включает в себя серию кольцеобразных интрузий, различных по возрасту и составу: древних на востоке и молодых на западе. Ранние интрузии на востоке насыщены кремнеземом и являются миаскитовыми, молодые интрузии на западе имеют агпаитовый состав (Larsen, 2010). В пределах плутонического комплекса присутствуют монцониты, монцодиориты и сиениты. Для них используется местное название – ларвикиты. Комплекс содержит около тысячи пегматитовых тел, которые распространены по всей его территории. Их форма различна, но чаще встречаются дайки. Пегматиты характеризуются большим разнообразием текстур, морфологии и минерального состава. Так же, как и вмещающие породы, они демонстрируют эволюцию магм от миаскитовых кварцсодержащих на востоке до агпаитовых нефелинсодержащих на западе и северо-западе комплекса (Larsen, 2010).

Объекты и методы исследования. В одной из стенок карьера Сагасен обнажается пегматитовая дайка, мощность которой в среднем составляет около 2.5 м и постепенно уменьшается в юго-восточном направлении. Контакт пегматитов с вмещающими породами, авгитовыми монцонитами, резкий. Структура гигантозернистая, кристаллы наибольших размеров (до 20 см) сосредоточены в центре пегматитового тела, их размер постепенно уменьшается к периферии.

Из разных частей карьера было отобрано пять образцов: три из стенки и два из отвала. Образцы характеризуются различием текстурно-структурных особенностей и минерального состава.

Рентгенофазовый анализ и расчет параметров элементарной ячейки полевых образцов был проведен в ресурсном центре Научного парка СПбГУ (РЦ СПбГУ) «Рентгенодифракционные методы» на приборе Ultima IV (Cu α), диагностика главных породообразующих минералов осуществлялась на приборах MiniFlex 3 (Cu α , Co α). Исследование химического состава и электронная микроскопия проведена на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с аналитической приставкой для количественного энерго-дисперсионного микроанализа EDX-AzTec Energy 350 в РЦ СПбГУ «Геомодель».

Результаты исследования. Согласно полученным данным образцы из пегматитов Сагасен характеризуются большим разнообразием фаз, в их составе присутствуют минералы, относящиеся к 6 различным классам (табл. 1). Макроскопические признаки позволили диагностировать минералы, слагающие основную массу пегматита: щелочные полевые шпаты, нефелин, содалит, биотит, щелочные амфиболы и пироксены (рис. 1). Их наличие было подтверждено данными рентгенофазового анализа. На основании электронно-зондового микроанализа было установлено 35 минеральных видов. Среди них 15 – аксессуарные, их кристаллы имеют размеры 10–200 мкм. Особенностью изученных пегматитов является широкая распространенность минералов редкоземельных элементов, таких как бастнезит, бритоцит, церит, торит (рис. 1б, 1г), торинит. Одновременно присутствуют оксиды силикаты тория и циркона, при этом силикаты резко преобладают. Также характерными для этой ассоциации являются вёлерит – $\text{NaCa}_2\text{Nb}(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{F}_2$ и пироксид – $\text{NaCaNb}_2\text{O}_6\text{F}$ (рис. 1б), кристаллы которых достигают несколько миллиметров.

Таблица 1. Минеральный состав образцов

Классификация		Минеральные виды
Сульфиды		Галенит, сфалерит, молибденит*
Оксиды		Бадделеит, торинит, ильменит, пирофанит, магнетит, фторкальциопироксид
Силикаты	Островные	Циркон, торит, церит-(Ce), титанит, бритоцит-(Ce), вёлерит
	Цепочечные	Эгирин*
	Ленточные	Феррогортландит*
	Слоистые	Мусковит, антит*, шамозит, пеннантит
	Каркасные	Микроклин*, альбит*, нефелин*, анальцит*, канкринит*, натролит*, содалит
Фосфаты		Монацит-(Ce), ксенотим-(Y), фторапатит
Карбонаты		Кальцит, бастнезит, бурбанкит
Фториды		Флюорит

* – минералы, подтвержденные рентгенофазовым анализом.

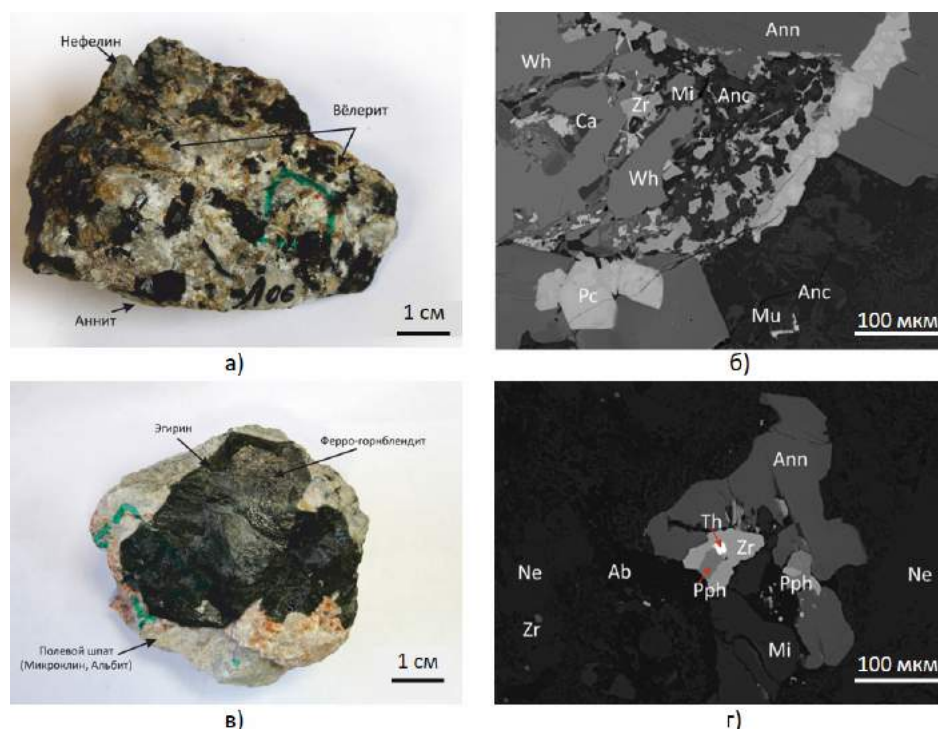


Рис. 1. а) Образец № 1, макроскопический вид, б) Образец № 1, фото в электронном микроскопе; в) Образец № 2, макроскопический вид, г) Образец № 2, фото в электронном микроскопе (Ann – аннит, Anc – анальцит, Ca – кальцит, Mi – микроклин, Mu – мусковит, Ne – нефелин, Pph – пиррофанит, Pc – пирохлор, Th – торит, Wh – вёлерит, Zr – циркон)

Образцы из стенки карьера и из его отвала имеют отличный друг от друга минеральный состав, в последних преобладают циркон, флюорит и кальцит.

Минеральные термометры:

Полевые шпаты

Для полевых шпатов важной характеристикой является распределение Al-Si в кремнекислородных тетраэдрах, которое зависит от условий кристаллизации и влияет на метрику элементарной ячейки (Каменцев и Сметанникова, 1984). В образцах полевые шпаты представляют собой сростания микроклина и альбита (рис. 2а), которые являются продуктом распада твердого раствора. Для кристаллов из трех образцов было установлено, что степень упорядоченности полевых шпатов максимальная (рис. 2б). Таким образом, наличие низкого альбита и микрокли-

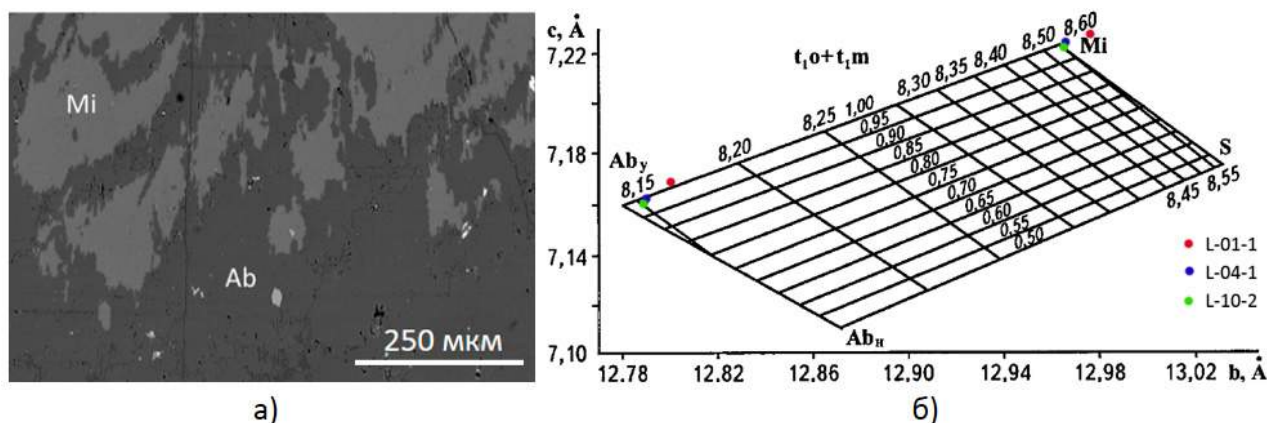


Рис. 2. а) Пертиты: микроклин (Mi) и альбит (Ab) б) Диаграмма для определения степени упорядоченности Al в кремнекислородных тетраэдрах (Stewart and Ribbe, 1969)

на говорит о медленном протекании процессов кристаллизации и дальнейшем распаде на две фазы при температуре не ниже 400–500 °С.

Нефелин

Для трех кристаллов нефелина из разных образцов проводилась серия электронно-зондовых микроанализов от центра к периферии вдоль профилей через каждые 100 мкм (30–50 точек для каждого кристалла). На основании химического состава кристаллов нефелина были рассчитаны миналы: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_4$, KAlSi_3O_4 , SiO_2 . Согласно Гамельтону (Hamilton, 1961), при кристаллизации нефелина с понижением температуры происходит изменения соотношений K/Na и Si/Al. Для интерпретации использовалась диаграмма (Hamilton, 1961). Большинство точек на ней соответствует температурам 700–1000 °С (рис. 3) для одного из кристаллов (L-10-1) наблюдается градиация температуры образования от центра к краю кристалла: температура постепенно изменяется от 1000 до 700 °С, что свидетельствует о медленной кристаллизации. В других кристаллах подобной зональности не наблюдается.

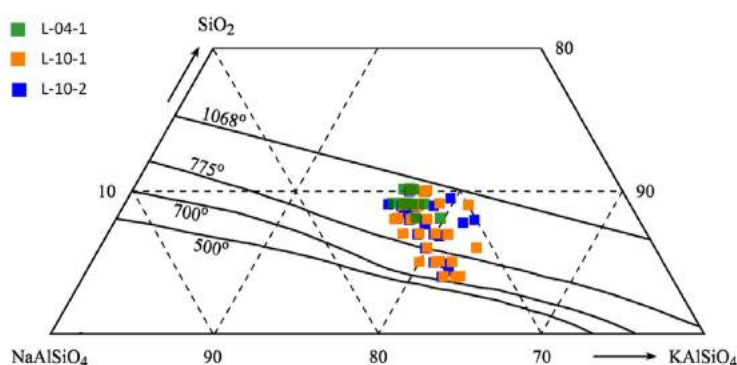


Рис. 3. Диаграмма температуры кристаллизации нефелина (Hamilton, 1961)

Магнетит – ильменит

В одном из образцов присутствует магнетит (рис. 4а). Для исследования использовался изометричный кристалл (~1 см), в обратнорассеянных электронах в нем наблюдаются ламели ильменита в магнетите (рис. 4б).

Определение температуры распада твердого раствора магнетит-ильменит основано на равновесии в реакции: $\text{FeFe}_2\text{O}_4(\text{Usp}) + \text{FeFeO}_3(\text{Hm}) = \text{FeTiO}_3(\text{Il}) + \text{FeFe}_2\text{O}_4(\text{Mt})$ (Sauerzapf et al., 2008). По химическому составу для пары минералов рассчитывались ульвошпинелевый (Usp), ильменитовый (Il), магнетитовый (Mt) и гематитовый (Hm) миналы, затем на основании закона действующих масс определялась температура. Расчет производился с помощью таблицы Excel (Lepage, 2003). Было установлено, что распад твердого раствора в первоначально гомогенном кристалле магнетита проходил при температуре 450 °С.

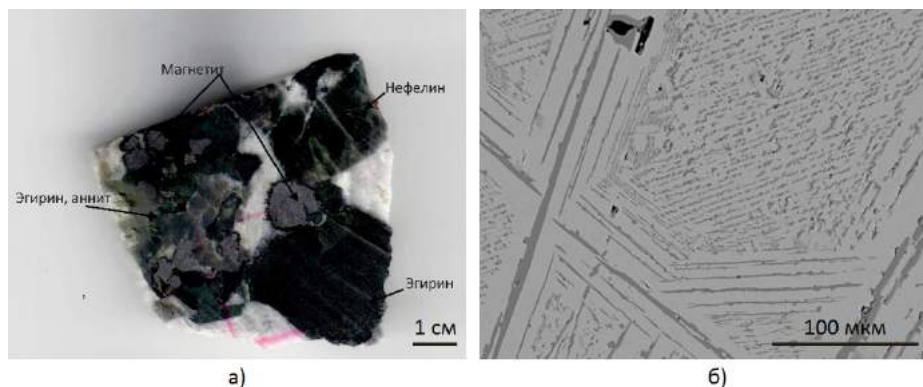


Рис. 4. а) Исследуемый образец. б) Ламели магнетита (Mt) и ильменита (Il)

Выводы. При исследовании образцов установлено 35 минеральных видов, подобраны минеральные индикаторы термодинамических условий: полевые шпаты (микроклин, альбит), нефелин, магнетит-ильменит, эгирин-аннит. В данной работе не рассматривается пироксен-слюдяной термометр, планируется применить его в дальнейших исследованиях.

Кристаллизация пегматитов проходила при медленно понижающейся температуре, о чем свидетельствует гигантокристаллическая структура, высокая степень упорядоченности полевых шпатов, постепенное изменение температуры в пределах одного кристалла нефелина. Химический состав нефелина свидетельствует, что температура кристаллизации не превышала 1000 °С. Распад твердого раствора в полевых шпатах и магнетите проходил на более поздней стадии формирования пегматита при температуре 400–500 °С. Верхний порог указывает на то, что начало формирования пегматитовых тел могло произойти сразу после внедрения батолита Ларвик.

Список литературы

1. Каменцев И.Е., Сметанникова О.Г. Руководство по рентгеновскому исследованию полевых шпатов. Ленинград. 1984. 40 с.
2. Hamilton D.L. Nephelines as Crystallization Temperature Indicators // The University of Chicago Press. 1961. №69. P. 321–329.
3. Friis H., Weller M.T., Kampf A.R., Hansesmarkite, a new hexaniobate from a syenite pegmatite in the Larvik Plutonic Complex, southern Norway. Mineralogical Magazine. 2017. 81. P. 543–554.
4. Larsen A.O. The Langesundsfjord. History, geology, pegmatites, minerals. Bode Verlag GmbH, Salzhemmendorf, Germany. 2010. P. 240.
5. Lepage L.D. ILMAT: an excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry. Comput. Geosci. 2003. 29 (5). P. 673–678.
6. Norske Det Asa, Oljeselskap. The Permo-Carboniferous Oslo Rift through six stages and 65 million years, 2008. P. 52–58.
7. Piilonen, Paula C., McDonald, Andrew M., Poirier, Glenn, Rowe, Ralph, Larsen, Alf Olav. Mafic minerals of the alkaline pegmatites in the Larvik plutonic complex, Oslo rift, Southern Norway. The Canadian Mineralogist. 2013. 51. P. 735–770.
8. Raade, Gunnar, Grice, Joel D., Cooper, Mark a. Alflarsenite, a new beryllium-silicate zeolite from a syenitic pegmatite in the Larvik plutonic complex, Oslo Region, Norway. European Journal of Mineralogy. 2009. 21. P. 893–900.
9. Stewart, David Benjamin, Ribbe, Paul H. Structural explanation for variations in cell parameters of alkali feldspar with aluminum/silicon ordering. 1969.
10. Sauerzapf, Ursula, Lattard, Dominique, Burchard, Michael, Engelmann, Ralf, 2008. The titanomagnetite-ilmenite equilibrium: New experimental data and thermo-oxybarometric application to the crystallization of basic to intermediate rocks. Journal of Petrology. 2008. 49. P. 1161–1185.

МЕСТА НАХОЖДЕНИЯ И ПОДВИЖНОСТЬ ИЗОТОПОВ ^3He И ^4He В МИНЕРАЛЕ И ЕГО СТРОЕНИЕ (НА ПРИМЕРЕ АМФИБОЛА)

Гудков А.В.¹, Каменский И.Л.¹, Колобов В.В.², Тараканов С.В.³, Толстихин И.Н.¹

¹Геологический институт КНЦ РАН, Анапиты, Gantoris@rambler.ru

²Центр физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН, Анапиты

³Лаборатория свойств стекла, Санкт-Петербург

1. Введение. Анализ U-Th-Li- ^4He - ^3He изотопной системы в амфиболах, выделенных из щелочных гранитов Понойского массива, показал, что в этих минералах содержатся преимущественно радиогенные изотопы гелия. Предполагая, что время накопления ^4He соответствует возрасту Свекофенского метаморфизма (1802 млн лет), сохранность ^4He в двух образцах амфибола, для которых были определены концентрации U и Th, составляет $L4 \equiv ^4\text{He}_{\text{ИЗМ}}/^4\text{He}_{\text{РАС}} \approx 0.15$. Аналогичное сопоставление измеренных и рассчитанных концентраций нуклеогенного ^3He привело к значительно большему коэффициенту сохранности, $L3 \equiv ^3\text{He}_{\text{ИЗМ}}/^3\text{He}_{\text{РАС}} \approx 0.35$

(Tolstikhin et al., 2016). При прочих равных условиях (в гомогенных материалах) диффузия ^4He должна быть медленнее, чем ^3He , так что лучшая сохранность легкого изотопа не является тривиальным результатом и нуждается в объяснении.

Моделирование миграции обоих изотопов He , имеющих одинаковое происхождение (оба возникли в радиационных треках), но характеризующихся разной подвижностью, может оказаться полезным для понимания особенностей материала, определяющих миграцию атомов He , и для решения вопроса об возможности использования полученных результатов для описания миграции атомов He из минерала в прошлом.

2. Миграция атомов ^3He и ^4He из амфибола при его нагреве в вакууме. Подвижность атомов, сохранившихся в минерале, может быть экспериментально исследована и использована для количественного моделирования. Полученные ранее (Tolstikhin et al., 2016) результаты измерений изотопного состава He в температурных фракциях газа, выделившегося при ступенчатом нагреве амфибола (образец 24/90, Понойский массив, коллекция В.Р. Ветрина), показали, что при температурах менее 600°C выделялось несколько больше ^4He , чем ^3He , в качественном соответствии с коэффициентами сохранности изотопов. В дальнейшем аналогичный эксперимент был выполнен с другим образцом (23/90) из того же массива (рис. 1).

Изменение температуры с течением времени описывается ступенчатой зависимостью, согласно которой некоторое заданное значение температуры устанавливается мгновенно и остается таковым в течение 100 минут. Затем, также мгновенно, устанавливается новая температура и следует новая 100 минутная выдержка и т.д. Всего выделилось $^4\text{He} = 3.4 \times 10^{-9}$ моль, $^3\text{He} = 2.1 \times 10^{-15}$ моль.

Как следует из рис. 1, оба изотопа выделяются в интервале температур от 400 до 800°C , причем при температурах меньше 600°C ^4He выделяется несколько более интенсивно, чем ^3He , – в соответствии с полученными ранее результатами.

3. Математическая модель миграции атомов He . Предполагается, что происходит выход атомов газа из зерен материала с радиусом $R = 0.5$ мм и с концентрацией газа $C(t)$ при заданной функции нагревания образца $T(t)$. Механизм миграции – объемная диффузия. Так что имеем следующую задачу:

$$\partial_t C = \frac{D(T)}{r^2} \partial_r (r^2 \partial_r C). \quad (1)$$

Предполагается, что газ в окружающем пространстве отсутствует, и граничное условие на поверхности зерна задается как:

$$C|_{r=R} = 0, \quad t > 0. \quad (2)$$

Начальное условие соответствует равномерному распределению газа в грануле:

$$C|_{t=0} = 1, \quad r < R. \quad (3)$$

Здесь t – время; r – радиальная координата; D – коэффициент диффузии; T – температура (известная функция времени); C – концентрация газа. При исследовании миграции радиогенных атомов гелия начальная концентрация не является константой. Однако, как будет показано ниже, процессы, обеспечившие разную сохранность изотопов He , оперировали на заметно более коротких временных шкалах, чем период полураспада урана-235, и предположение о постоянной начальной концентрации гелия может быть принято.

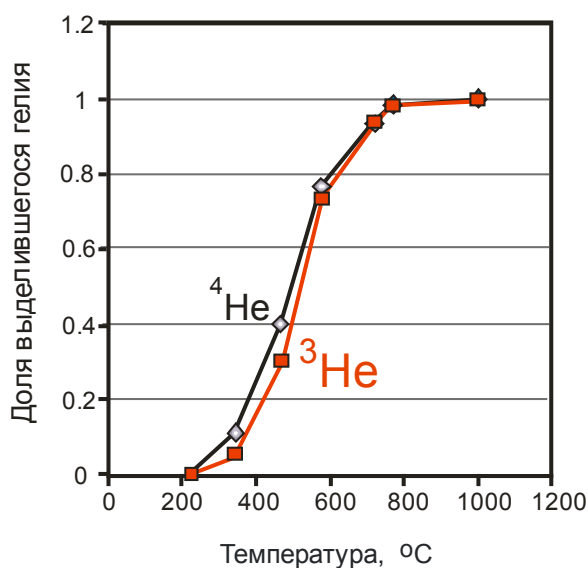


Рис. 1. Результаты выделения изотопов He из амфибола (образец 23/90) при его ступенчатом нагреве в вакууме

Из (3) следует, что начальное количество газа в зерне составляет $M_0 = \frac{4}{3}\pi R^3$, а текущее количество газа в грануле определяется следующим интегралом по ее объему:

$$M = 4\pi \int_0^R r^2 C dr .$$

Далее будем рассматривать относительную величину:

$$m(t) = \frac{M(t)}{M_0} = \frac{4\pi \int_0^R r^2 C dr}{\frac{4}{3}\pi R^3} = \frac{3}{R^3} \int_0^R r^2 C(r, t) dr , \quad (4)$$

представляющую количество газа в грануле в момент времени t , нормированное на единицу. Соответственно, выход газа характеризуется функцией:

$$g(t) = 1 - m(t) , \quad (5)$$

Из уравнения (4) для относительной скорости выхода газа из зерна получаем:

$$d_t m = \frac{3}{R^3} \int_0^R r^2 \partial_t C(r, t) dr = \frac{3D(T)}{R} \partial_r C|_{r=R} . \quad (6)$$

Принимаем следующую зависимость коэффициента диффузии от температуры:

$$D = D_0 \exp\left(-\frac{E}{R_A T}\right) \quad (7)$$

где D_0 – предэкспоненциальный множитель; E – энергия активации; $R_A = 8.31 \text{ J/mol}$ – универсальная газовая постоянная.

Из уравнения (6) следует, что нормированная масса газа, сохранившегося в зерне (коэффициент сохранности), зависит от двух параметров: $D(T)$ и R . Для построения модели 1 требуется подобрать такие оптимальные значения коэффициента диффузии (путем варьирования параметров D_0 и E), чтобы расчетная кривая $g(t) = 1 - m(t)$ максимально соответствовала экспериментально измеренной кривой выхода. Степень близости (или отклонения) данных расчета и эксперимента можно характеризовать, например, следующей функцией:

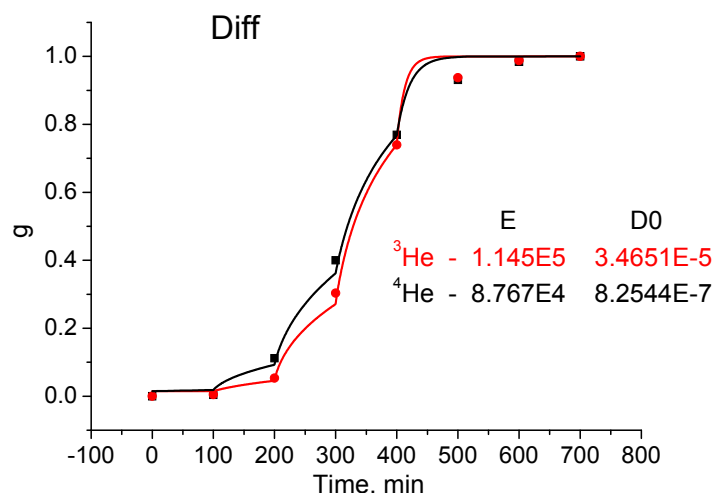
$$\delta(D_0, E) = \sum_i [g_{calc}(D_0, E, t_i) - g_{measur}(t_i)]^2 , \quad (8)$$

где суммирование проводится по всем моментам времени, для которых значения функции $g(t)$ были измерены. Задачей является определение комбинации значений D_0 и E , при которых ошибка $\delta(D_0, E)$ минимальна. Для этого была разработана программа, в которой для минимизации ошибки $\delta(D_0, E)$ был использован градиентный метод. Для построения модели 2 требуется выполнить аналогичные процедуры, принимая D_0 и E для ^3He и ^4He близкими, $R_3 = 0.5 \text{ мм}$ как в модели 1, и варьируя R_4 .

4. Результаты расчетов и обсуждение. Рассмотрим сначала результаты, полученные для модели 1: диффузионные параметры для ^3He и ^4He находятся из результатов эксперимента в предположении о равенстве радиуса диффузии обоих изотопов. Рис. 1 показывает, что рассчитанные диффузионные потери изотопов ^3He и ^4He хорошо соответствуют измеренными при ступенчатом нагреве зерен образца в вакууме, – для всех температурных фракций, кроме одной (рис. 1 и 2). Согласованные с экспериментальными данными модельные параметры, энергия активации E и частотный фактор D_0 показаны на рис. 2; радиус диффузии обоих изотопов предполагался равным $R_{3,4} = 0.5 \text{ мм}$. Эти параметры близки к полученным для амфиболов ранее, см. таблицу 5 в статье (Tolstikhin et al., 2016).

Следующей задачей является определение условий, при которых происходила миграция He из минерала в прошлом, а именно – температуры и длительности интервала ее действия, которые могли бы обеспечить наблюдаемые коэффициенты сохранности изотопов He .

Рис. 2. Сопоставление расчетных и экспериментальных данных для модели 1 при радиусе диффузии 0.5 мм. Линии – расчет, точки – эксперимент. Черный цвет – ^4He , красный – ^3He



Результаты совместного решения уравнения (6) для приведенных на рис. 2 значений диффузионных параметров ^3He и ^4He в зависимости от температуры (определяющей значение коэффициента диффузии, уравнение (7)) и времени выдержки при этой температуре представлены на рис. 3.

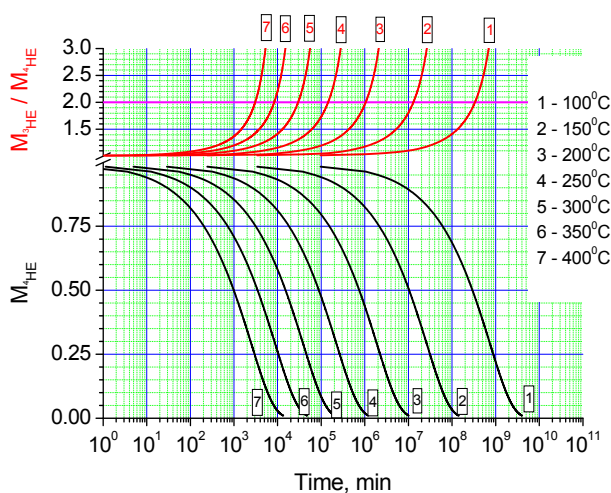


Рис. 3. Коэффициенты сохранности изотопов ^3He и ^4He в амфиболе (образец 23/90) в зависимости от температуры и времени экспозиции для модели 1

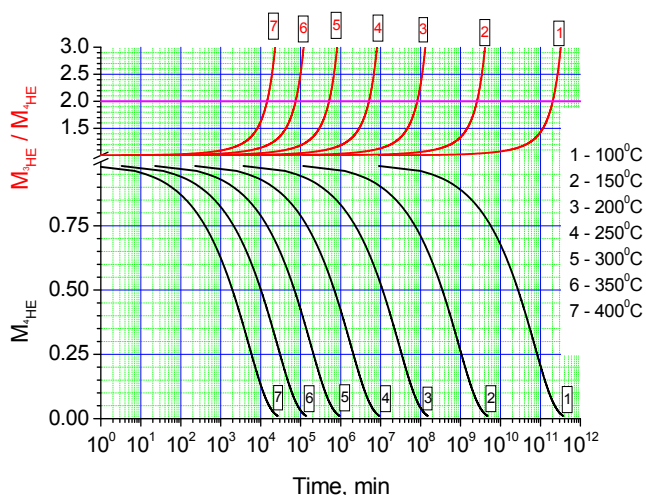


Рис. 4. Коэффициенты сохранности изотопов ^3He и ^4He в амфиболе (образец 23/90) в зависимости от температуры и времени экспозиции для модели 2

Как следует из рис. 3, наблюдаемые коэффициенты сохранности, $M(^4\text{He}) \leq 0.25$, $M(^3\text{He})/M(^4\text{He}) \approx 2$ могут быть получены при нагреве образца до $\approx 400^\circ\text{C}$ в течение $\approx 3 \times 10^3$ минут. Такие параметры недостижимы в природных условиях; поэтому диффузионный процесс не может адекватно описать потери изотопов гелия из амфибола в ходе его геологической эволюции, приведшие к измеренным коэффициентам сохранности. Более того, зависимость коэффициентов диффузии ^3He и ^4He от температуры (рис. 3) приводит к выводу о невозможности описать потери изотопов гелия в «реальных» условиях и для других более близких коэффициентов сохранности, вплоть до $M(^3\text{He}) \equiv M(^4\text{He})$: температуры и длительности процесса миграции He из минерала несовместимы с природными условиями.

Моделирование процесса миграции атомов гелия из амфибола, согласно модели 2, – близость энергии активации и частотного фактора для ^3He и ^4He при различных значениях радиуса диффузии, – так же позволяет согласовать наблюдаемые (рис. 1) и рассчитанные потери изотопов, как это было сделано для модели 1 (рис. 2); соответствующие диффузионные параметры приведены в таблице 1.

Таблица 1. Диффузионные параметры для модели 2

	E, J/mol	D ₀ , m ² /s	R, mm
³ He	1.145E5	3.4651E-5	0.5
⁴ He	1.145E5	3.0008E-5	0.386

Зависимости коэффициентов сохранности от температуры и длительности экспозиции для модели 2 (рис. 4) свидетельствуют о возможности использовать эту модель для описания потерь изотопов гелия в прошлом. Наблюдаемые коэффициенты сохранности соответствуют рассчитанным при низких температурах (около 100 °С) и значительных длительностях экспозиции, порядка 3×10¹¹ мин (около 0.6 млн лет).

Список литературы

1. Tolstikhin I. N., Verchovsky A. B., Kamensky I. L., Skiba V. I., Gannibal M. A., Vetrin V. R. and Tarakanov S. V. 2016. Amphibole: a major carrier of helium isotopes in crustal rocks. *Chemical Geology* 444, 187–198.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СУМИЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ СТРУКТУРЫ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ИХ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Гурина Е.А.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, gurinageologist@gmail.com

Введение. Имандра-Варзугская структура (ИВС) располагается в приосевой части Кольского полуострова и протягивается на 330 км от предгорий Мончетундры на западе до оз. Бабьего на востоке при средней ширине 40–50 км. ИВС характеризовалась высокой магматической активностью на протяжении почти 700 млн лет (от 2,5 до 1,8 млрд лет) (Митрофанов и др., 1997). При этом магматизм наиболее интенсивно проявлен на раннем этапе развития структуры, особенно на западном ее фланге. Ранний этап эволюции ИВС, происходивший в сумийское время, особенно важен для характеристики процессов рифтогенеза, поскольку не имеет аналогов в регионе (Имандра-Варзугская зона..., 1982).

Ранние исследования. В послевоенные годы ИВС была целью исследования на Pt, Ni, Cu и Au, что позволило сформировать информацию о стратиграфии, региональной геохимии, метаморфическом зондировании и магматической петрологии. Основные геологические особенности были установлены при картировании масштаба 1:200 000 в 1960-х годах, а затем дополнены академическими исследованиями. Позже результаты составления карты масштаба 1:50 000 были объединены из различных исследовательских программ в четыре монографии, включающие общую геологию и стратиграфию, седиментологию, геохимию осадочных и вулканических пород. Геодинамические аспекты были рассмотрены в ряде работ (Загородный, Радченко, 1988; Минц и др., 1996). Существует небольшое количество геохронологических измерений, ограничивающих время накопления осадочных и вулканогенных пород (Вревский, 2011), хотя значительные усилия были сфокусированы на датировании экономически целесообразных расслоенных интрузий (Чашин и др., 2015).

Геологическое строение западной части ИВС. Западный фланг ИВС протягивается от побережья озер Большая Имандра и Экостровская Имандра до предгорий Хибин. В его строении участвуют осадочно-вулканогенные образования, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, и преимущественно раннепротерозойские мафит-ультрамафитовые интрузии (Чашин и др., 2008).

Осадочно-вулканогенные породы объединены в три серии: стрельнинскую, варзугскую и томингскую (Имандра-Варзугская зона..., 1982). В данной работе не затрагиваются варзугская и томингская серия, их описание можно изучить отдельно (Имандра-Варзугская зона..., 1982). Стрельнинская серия характеризует ранний этап развития ИВС и на изучаемой площади включает в себя отложения кукшинской и сейдореченской свит. Пурначская свита, залегающая в основании данной серии, обнажается только вдоль северной границы в восточной части ИВС (Имандра-Варзугская зона..., 1982). Кукшинская свита здесь представлена только верхней вулканогенной подсвитой и распространена на побережье оз. Большая Имандра и на северном и южном берегах губы Витегуба. В состав подсвиты входят афанитовые и миндалекаменные метабазалыты. Сейдореченская свита прослежена от западного побережья оз. Большая Имандра до восточной части исследуемой площади и продолжается за ее пределы. По вещественному составу свита делится на две подсвиты: нижнюю осадочную и верхнюю вулканогенную. Нижняя в основании представлена кварц-серицитовыми сланцами, выше они сменяются кварцитами, завершает разрез серицит-хлоритовые и хлоритовые сланцы (Чашин и др., 2008). Верхнесейдореченская подсвита на западном фланге ИВС представлена метабазалытами, метаандеизбазалытами с горизонтом серицит-хлоритовых сланцев и порфиоровыми метариодацитами (Имандра-Варзугская зона..., 1982). В основании разреза отмечаются метабазалыты повышенной основности, которые сменяются метабазалытами и преобладающими метаандеизбазалытами. В верхней части разреза появляются потоки порфиоровых метариодацитов, которые встречаются в переслаивании с метавулканитами основного состава (Чашин и др., 2008).

Результаты исследования. Вулканиты сумия ИВС представляют непрерывный ряд андеизбазалытов-риодацитов нормальной щелочности и занимают область пород толеитовой и известково-щелочной серии. На вариационных диаграммах Харкера эволюция состава выражается в последовательном снижении содержания железа, магния и кальция по мере возрастания количества кремнезема, что сопровождается увеличением щелочности. На классификационной диаграмме K_2O-SiO_2 большинство пород относится к умеренно-калиевому типу, лишь несколько отдельных образцов попадают в поля низко- и высоко-калиевых пород. На бинарной диаграмме $FeO^*/(FeO^*+MgO)-SiO_2$ преобладают вулканические породы магнезиального типа, только андеизиты, часть риодацитов и риолиты попадают в поле железистых. Породы характеризуются отношением $((La/Yb)_N = 9,9-15,9)$ и имеют отрицательную Eu-аномалию.

По результатам Sm-Nd изотопного анализа пород западной части ИВС установлено, что они не обладают значительными вариациями $^{143}Nd/^{144}Nd$. Риодациты характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от -3,1 до -1,9, в граните -1,6, в диорите -2,8. Для риодацитов и гранита были рассчитаны модельные возрасты 2,9–2,8 млрд лет, для диорита – 3,1 млрд лет. Полученные данные показывают участие процессов коровой контаминации в петрогенезисе первичных расплавов метавулканитов ИВС, что было учтено при петролого-геохимическом моделировании магматизма. Архейское значение модельного изотопного возраста диорита означает, что отделение первоначальной магмы от деплетированной мантии произошло более чем за 600 млн лет до момента его излияния и кристаллизации.

Существует большое количество экспериментальных данных по петрогенезису пород, которые используются для разработки различных геодинамических моделей. Интерпретация происхождения таких магматических ассоциаций сводится к надсубдукционным и плюмовым моделям формирования континентальной коры. Для определения петрологических индикаторов этих обстановок было проведено численное моделирование процессов генерации и эволюции, в том числе контаминации первичных расплавов сумийских вулканитов с использованием особенностей поведения Sm-Nd изотопной системы и геохимии лантаноидов (Вревский, 2011).

При моделировании эволюции Sm-Nd изотопной системы применялась математическая модель двухкомпонентного смешения (Jahn et al., 2000). При расчетах в качестве корового компонента использовались средний состав мезоархейских тоналитов Водлозерского блока Фенноскандинавского щита (Лобач-Жученко и др., 2000; Вревский и др., 2010) и теоретический средний состав

архейской верхней коры (Rudnick, Gao, 2003). В качестве мантийного компонента применялись составы, аналогичные двум типам неархейских коматиитов Кольско-Норвежской провинции. Первый соответствовал продукту частичного плавления раннепротерозойской деплетированной мантии, а второй – недеплетированного мантийного источника (Вревский, 2011).

Расчеты показали, что при образовании диорита вклад корового вещества составил от 7 до 10%, которые зависят не от состава корового компонента, а от модельного изотопного состава мантийного расплава, что составляет 10% для недеплетированного источника и 7–9% для деплетированной мантии. Эти параметры были учтены при использовании AFC- модели контаминации, сопровождающейся фракционной кристаллизацией расплава (De Paolo, 1981). Результаты модельного расчета показали, что при распределении лантаноидов при соотношении скорости ассимиляции к скорости фракционирования равной 0,7–0,8 степень контаминации коровым веществом составила примерно 8%. Проведенные расчеты позволили установить, что средний состав диорита западной части ИВС соответствует тренду распределения РЗЭ в модели фракционной кристаллизации расплава с отделением $Pl_{50} - Orx_{20} - Crx_{20} - Amf_{10}$ минеральной ассоциации.

Выводы. Особенности изотопно-геохимического состава диорита могут быть описаны в рамках петрогенетической модели фракционной кристаллизации первичного коматиитового расплава контаминированного примерно 8% архейским коровым веществом тоналитового состава. Полученные данные и результаты проведенного моделирования петрогенезиса сумийского вулканогенного комплекса ИВС могут быть интерпретированы в рамках эволюции мантийного плюма и его взаимодействия с архейской континентальной корой на ранней стадии формирования континентального рифта.

Работа выполнена в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16-05-00486 А).

Список литературы

1. Вревский А.Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита // Петрология. 2011. Т. 19. № 5. С. 1–29.
2. Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф., Сергеев С.А. Полихронность источников и изотопный возраст вулканогенного комплекса (арварченская свита) Имандра-Варзугской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2010. № 3. С. 377–381.
3. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова (состояние изучения и проблемы). Л.: Наука, 1983. 96 с.
4. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника карелидсеверо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.
5. Имандра-Варзугская зона карелид. Л.: Наука, 1982. 280 с.
6. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
7. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996, 287 с.
8. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л., Сорохтин Н.О., Пожиленко В.И. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизиион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3. № 21. С. 5–21.
9. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Вулканоплутоническая ассоциация раннего этапа развития Имандра-Варзугской рифтогенной зоны, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические данные // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 296–316.
10. Чащин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Массив метабазитов Оспе-Лувтуайвенч (Кольский полуостров, Россия): геологическое строение, петро-геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства принадлежности к Имандровскому комплексу расслоенных интрузий // Петрология. 2015. № Т. 23. № 5. С. 459–489.
11. DePaolo D.J. Trace-element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. P. 189–202.
12. Jahn B.M., Wu f., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in Phanerozoic // Episodes. 2000. V. 23. P. 82–92.
13. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Treatise on geochemistry. Elsevier Ltd. 2003. V. 3. P. 1–61.

ЩЕЛОЧНОЙ МЕТАСОМАТОЗ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГАББРОДОЛЕРИТОВ ЕЛМОЗЕРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Дмитриева А.В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, dmitrieva-a-v@yandex.ru

Бурное развитие чугуно- и медеплавильного производства в Олонецкой губернии (Карелия) началось при Петре I в первой половине XVIII века. На многочисленных местных рудниках производилась добыча медной руды, которая поставлялась на металлургические заводы. Первые достоверные сведения о находках медных руд в Карелии относятся к 60-м годам XVII в. В Олонецком горном округе действовало 237 медных рудника, на которых разрабатывались кварцевые, кварц-кальцитовые и кальцитовые жилы.

В районе оз. Ондозеро (Медвежьегорский район) в XVIII веке осваивались небольшие медные месторождения: Казармаваара, Нюралампи, Мойна и др. В сборнике документальных указаний 18 столетия (1728–1784 г.г.) о месторождениях руд цветных металлов в Олонецком крае имеется запись «О золотых, серебряных и свинцовых рудниках», где указано, что «В 1740 году найден (образец руды – примечание автора) крестьянином Афонасьем Ульяновым в урочище промеж двумя озерами Няр-Ламбой и Ювчезером в каменной горе от деревни Андозерской за 8 верст». Всего было добыто «с пуда серебра $\frac{1}{2}$ золотника свинцу 1 фунт меди 1 $\frac{1}{4}$ фунта», т. е. с 16.38 кг найденной руды было выплавлено 2.133 г серебра, 454 г свинца и 600 г меди.

Два века спустя (в 1979 г.) на рудниках Нюралампи и Мойна А.М. Тарасенковым и его коллегами проводилось переопробование. Установлено, что вкрапленная и гнездово-вкрапленная рудная минерализация (пирит, халькопирит, галенит) локализована в карбонат-хлоритовых метасоматитах зон дробления, карбонат-хлоритовых жилах, секущих силл габбродолеритов, и вмещающих метавулканитах. В рудных зонах этих рудников содержания Au составили 0.03–0.3 г/т, Cu – 0.02–1 %, Pb – 0.006–0.2 % (Минерально-..., 2006).

Старинные рудники представлены горными выработками, имеющими СВ направление и расположенными вкрест простираения тела габбродолеритов (рис. 1). Проведенные исследования на руднике Мойна показали, что породы интенсивно альбитизированы, хлоритизированы и секутся кварц-карбонатными жилами с сульфидами, среди которых преобладает халькопирит. Габбродолериты приобретают розоватую окраску за счет альбитизации и последующем образовании гематита.

Первичная рудная минерализация в габбродолеритах представлена титаномagnetитом. В альбитизированных габбродолеритах и в кварц-кальцитовых жилах развиваются гнезда, прожилки и вкрапленность сульфидов и гематит (рис. 2). В измененных породах увеличивается содержание Fe, а также (в ppm) Cu до 1580, Pb до 29134, Cd до 20.8, Zn 52–81, Se 27–141, Te до 3.6 и Bi 6–32 (табл. 1).

Титаномagnetит с решеткой ильменита в измененных габбродолеритах вблизи жил альбититов замещается magnetитом (без Ti) и пластинчатым титанитом. Кучные выделения титанита часто содержат включения рутила (рис. 3/1–2). В ассоциации с титаномagnetитом присутствуют округлые зерна апатита различного размера. Альбититы сложены альбитом, хлоритом и кварцем. Красновато-розовая окраска альбита обусловлена механической примесью мелких пластинок гематита. Рудная минерализация секущих карбонат-кварцевых жил в альбититах представлена пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, гринокитом, золотом, электрумом, селенистым галенитом (Se 3.67–6.95%), реже науманнитом (Ag₂Se) (рис. 3/3–6). Находки большинства из этих минералов на данном руднике сделаны впервые. Пирит присутствует в небольшом количестве. Халькопирит образует крупные кристаллы неправильной формы. Позднее выделяется крупный галенит-1 с характерными треугольниками выкрашивания, он формирует срастания с округлыми и ксеноморфными зернами гринокита, вокруг которых образуется кайма галенита-2 (рис. 3/4).

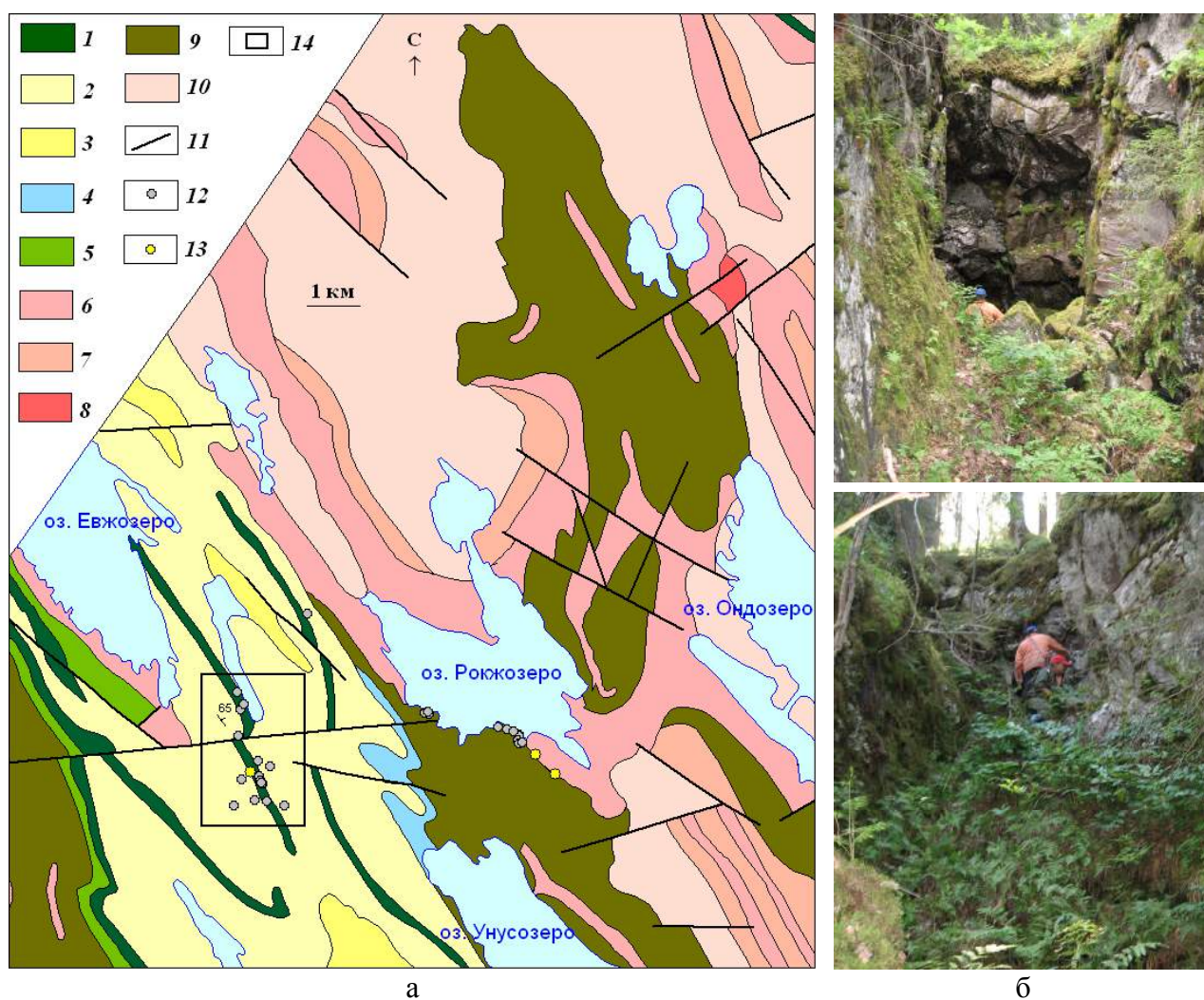


Рис. 1. Схема геологического строения Елмозерской стр-ры (а), составлена по данным В.А. Ганина (1983) и ВСЕГЕИ (2001); горные выработки XVIII в. в районе оз. Нюралампи (б):

1–5 – PR₁: 1 – габбродолериты, 2 – песчаники, алевролиты, metabазальты, порфириды (конжезерская свита), 3 – песчаники, кварциты, кварцевые конгломераты, гравелиты, metabазальты (ондозерская свита), 4 – туфогенные конгломераты и песчаники, туффиты (канусниемская свита), 5 – порфириды, туфопесчаники, metabазальты (сондальская свита); 6–10 – AR₂: 6 – плагиомикроклиновые граниты, 7 – мигматит-граниты, 8 – плагиограниты, 9 – различные сланцы (рувинварская и сурлампинская свиты), 10 – гнейсо-граниты, 11 – тектонические разломы, 12 – точки отбора образцов, 13 – золоторудная минерализация, 14 – расположение горных выработок

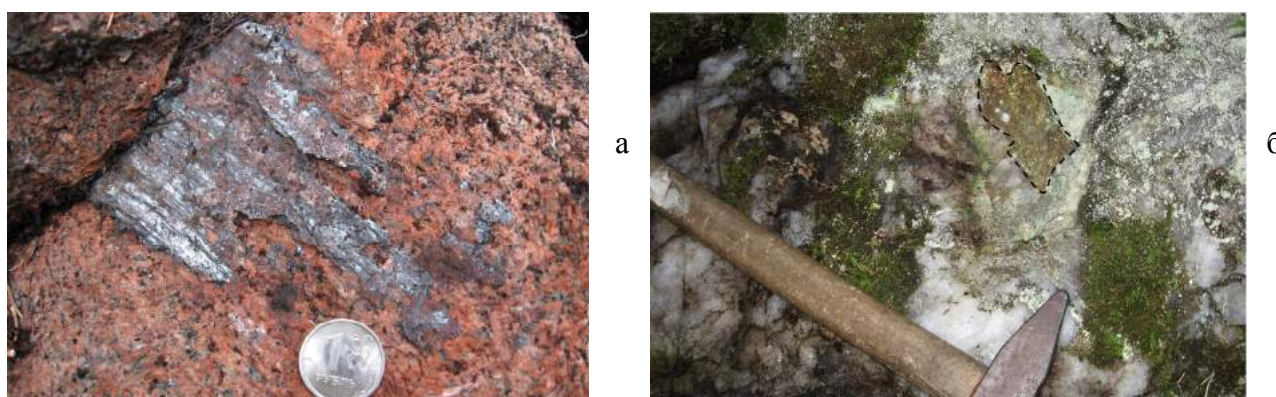


Рис. 2. Рудная минерализация горных выработок XVIII в.: альбитит с гнездом гематита (а), халькопирит в кальцит-кварцевой жиле (б)

Таблица 1. Микроэлементный состав измененных габбродолеритов, альбититов и жил

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Обр.	148/56	148/5	149	502/1	150	148/5a	502/2	502в	148/5-2	148/5-3
Li	17.2	15.4	25.1	13.3	24.9	28.8	8.8	16.5	12.4	13.6
P	450	985	1088	1712	1102	973	1220	564	566	589
Sc	6.45	7.48	12.44	<ПО	12.71	11.43	3.76	4.84	5.53	5.65
Ti	8078	6966	13146	10738	13190	9226	7694	5902	6162	5646
V	227	265	294	146	286	284	109	158	164	233
Cr	17.3	10.0	4.9	16.8	7.9	10.1	13.8	25.0	7.9	29.1
Co	76.4	92.9	56.5	53.6	51.7	69.1	36.7	22.7	46.9	87.9
Ni	18.3	19.3	9.1	12.9	16.8	26.2	5.1	28.4	16.6	21.4
Cu	15.5	14.6	42.7	41.3	26.7	14.9	148.7	238.0	1580	16.0
Zn	64.9	58.2	68.9	46.6	80.8	101.9	36.0	51.8	52.1	54.4
Ga	12.0	16.4	19.6	23.0	20.7	20.8	11.7	10.0	9.7	12.9
As	9.9	12.6	20.7	24.2	6.2	16.7	9.5	11.5	13.0	29.8
Se	2.8	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	26.8	27.1	141.5
Rb	14.1	17.8	18.4	6.0	10.4	16.0	2.2	17.2	13.7	12.8
Sr	193.6	199.0	141.7	141.8	85.0	181.5	175.1	132.0	213.0	214.4
Y	20.9	15.2	29.8	35.7	25.7	22.3	30.3	19.9	17.5	14.2
Zr	102	218	190	232	206	202	111	99	124	121
Nb	8.1	9.2	14.8	17.9	13.6	11.0	11.3	5.9	7.9	6.2
Mo	0.33	0.44	2.04	0.96	0.27	0.36	0.77	0.94	0.73	0.89
Ag	0.04	<ПО	<ПО	1.90	<ПО	0.07	1.44	3.76	3.44	16.04
Cd	2.24	3.62	2.85	3.03	3.00	3.00	20.38	18.07	8.99	20.76
Te	<ПО	<ПО	0.16	0.10	0.10	<ПО	0.18	<ПО	0.69	3.57
Cs	0.97	0.86	1.52	0.23	0.52	0.99	0.16	2.29	0.50	0.66
Ba	65.4	116.0	79.7	53.1	60.3	104.9	47.2	57.4	75.4	72.6
Hf	2.62	5.38	4.88	7.18	5.25	4.97	3.07	2.67	3.06	3.03
Ta	0.52	0.66	1.01	1.84	0.99	0.85	0.74	0.24	0.53	0.40
W	2.73	5.24	0.52	0.44	0.43	2.98	0.18	1.41	3.00	4.07
Pb	57.56	36.55	18.52	15.23	33.93	31.69	33.83	5821	5070	29134
Bi	<ПО	<ПО	0.13	0.15	<ПО	<ПО	0.26	8.56	6.22	31.92
Th	2.67	5.79	4.91	7.82	5.01	4.56	3.44	2.05	2.97	2.94
U	1.56	1.96	1.45	1.23	1.74	3.16	0.72	1.14	1.62	1.56
REE	87.2	101.2	129.9	187.8	87.6	107.1	102.1	60.4	94.3	80.4

Примечание. 1 – измененный габбродолерит с титаномagnetитом, 2–7 – альбитизированный габбродолерит с вкрапленной сульфидной минерализацией, 8–9 – кальцит-кварцевая жила с халькопиритом и галенитом, 10 – кальцит-кварцевая жила с галенитом, <ПО – ниже предела обнаружения.

Таблица 2. Состав рудных минералов рудника Мойна (мас. %)

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Обр.	148/5		502/2		148/5		502/2		502/2			
Ag							29.57	27.21	34.41	63.52		75.62
Au							70.43	72.79	65.59	36.48		
Se			3.67	2.98								24.38
Pb	86.25	85.83	82.53	84.68								
Fe											1.77	
Cd					75.31	75.33					10.31	
Zn					2.06	2.15					55.24	
S	13.75	14.17	13.80	12.34	22.63	22.52					32.68	

Примечание. 1–2 – галенит, 3–4 – селеногаленит, 5–6 – гринокит, 7–8 – золото, 9–10 – электрум, 11 – Cd-сфалерит (пришбрамит), 12 – науманнит. Анализы приведены к 100 %.

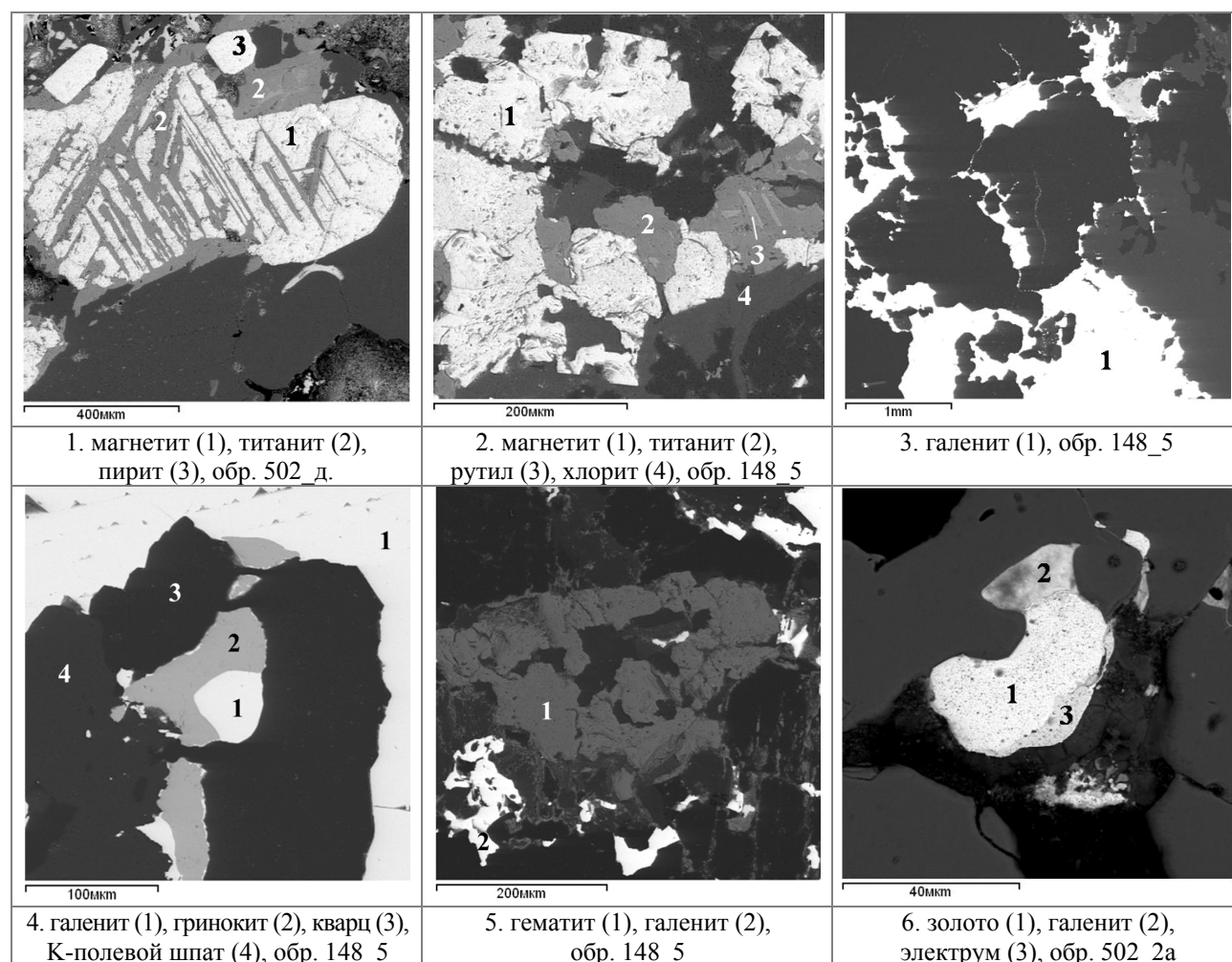


Рис. 3. Рудная минерализация рудника Мойна

Повышенные содержания в породах Cd обусловлены наличием гринокита (CdS) и сфалерита с примесью Cd (до 10.31 %).

Золото выделяется в виде округлых зерен неправильной формы (до 40 микрон) или дендритов, характеризуется высокими содержаниями Ag (27.21–29.57 %), образует срастания с галенитом и электрумом (рис. 3/6), ассоциирует с халькопиритом.

Гематит выделяется последним, он образует крупные кристаллы, гнезда и каймы вокруг сульфидов при их окислении. Температура образования хлорита в альбититах оценивается в 290–340 °C (по хлоритовому геотермометру).

Список литературы

1. Минерально-сырьевая база республики Карелия. Книга 1. Петрозаводск: Карелия, 2006. 280 с.
2. Сборник документальных указаний 18 ст. о месторождениях руд цветных металлов в Олонецком крае. Составлен по документам КФ ЦГА МВД. 1954. 132 с.

ГРАНИТОИДЫ ХАУТАВААРСКОЙ СТРУКТУРЫ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

Дмитриева А.В.,¹ Гордон Ф.А.²

¹Институт геологии Карельского научного центра РАН, dmitrieva-a-v@yandex.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Хаутаваарская структура, расположенная в западном обрамлении древнего (>3 млрд л.) Водлозерского блока, является наиболее сохранившимся фрагментом Ведлозерско-Сегозерского мезоархейского зеленокаменного пояса. В ее строении выделяют пять свит: нижняя *виетуккалампинская* (3.05–2.95 млрд л., БАДР-серия и сопутствующие вулканогенно-осадочные ассоциации), *лоухиваарская* (3.05–2.90 млрд л., коматииты, базальты, туфы, туффиты, граувакки, конгломераты, черные сланцы, колчеданы, силициты, железистые кварциты), *калаярвинская* (>2.85 млрд л., сланцы по туфогенно-осадочным толщам средне-кислого состава, дациты, силициты, черные сланцы и колчеданы), *кульюнская* (базальты) и верхняя *усмитсанъярвинская* (черные сланцы, туфы и туффиты дацитового состава, кремнистые породы). Возраст дацитов виетуккалампинской свиты – 2995±20, 2944±7.9 млн л., Sm-Nd-изохронный возраст коматиит-базальтов лоухиваарской свиты – 2921±55 млн л., верхний возрастной предел пород калаярвинской свиты определяется по прорывающим их дайкам дацитов и риолитов – 2862±45 и 2854±14 млн л. (Светов, 2005 и ссылки в ней).

В истории геологического развития Хаутаваарской зеленокаменной структуры гранитоидный магматизм имеет несколько эпизодов и охватывает широкий временной интервал. Карельской ГЭ были выделены древний *Сямозерский комплекс* доорогенных, *Шуйский комплекс* синорогенных и *Хаутаваарский комплекс* позднеорогенных гранитоидов, а также комплекс малых интрузий *Виртаоя* (таблица 1).

Таблица 1. Возраст гранитоидных массивов Хаутаваарской структуры

Комплекс/ массив	Порода	U-Pb возраст (млн л.)	$\epsilon_{Nd}(t)$	$t_{DM}Nd$ (млрд л.)	ссылка
К-граниты, пегматиты: Виртаоя	умереннощелочные граниты, лейкограниты, пегматиты	~2.7 (?)			
Санукитоиды: Хаутаваарский	I ф.: монцогаббро, монцодиориты; II ф.: кварцевые монцодиориты, граносиениты, монцограниты	2742±23 2743±8	+0.1-+0.6 +0.2-+1.1	2.86-2.92 2.82-2.87	1–5
Чалкинский	диориты, кварцевые диориты	2745±5	-1.3	2.98	
Граниты: Шуйский	диориты, гранодиориты, плагиограниты	~2.86 (?)			
ТТГ: Сямозерский	гранито-гнейсы	>3 (?)			

Ссылки: 1 – Егорова, 2014; 2 – Овчинникова и др., 1994; 3 – Bibikova et al., 2005; 4 – Kovalenko et al., 2005; 5 – Lobach-Zhuchenko et al., 2005.

Наиболее древние гранито-гнейсы *Сямозерского комплекса* развиты в обрамлении Хаутаваарской структуры и представляют собой основание фундамента.

Шуйский комплекс, предполагаемый возраст которого ~2.86 млрд л., представлен рядом массивов различного размера диорит-гранодиорит-плагиогранитового состава. Они прорывают гранито-гнейсы Сямозерского комплекса и вулканы хаутаваарской серии. Шуйский комплекс нами изучался в восточном борту структуры. Средне-, крупнозернистые гранодиориты характеризуются наличием голубого кварца, подвержены эпидотизации, что придает породам зеленоватый оттенок. Содержание SiO₂ в них 67.52–68.16%, сумма щелочей 6.81–8.34%,

mg# 0.48–0.52 (таблица 2, рис. 1). Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.03\text{--}1.19$. Концентрация Cr 58–61, Ni 24–45 ppm. Содержание в породах Ba>1200, Sr 520–750 ppm. Сумма REE 104–151 ppm, коэффициент фракционирования $(\text{La}/\text{Yb})_n=23\text{--}29$ (рис. 2). Содержание рудогенных элементов составляет (в ppm) Mo 0.9–4, Zn 35–49, W 1–7, Bi 0.16–0.8.

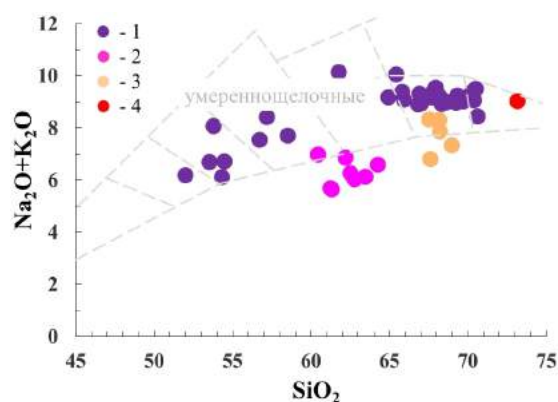


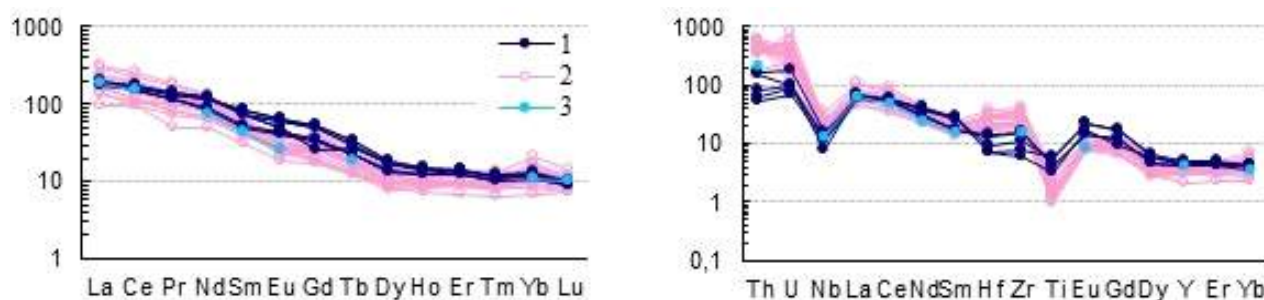
Рис. 1. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для гранитоидов Хаутаваарской структуры

1 – Хаутаваарский массив, 2 – Чалкинский массив, 3 – Шуйский комплекс, 4 – Няльмозерский массив

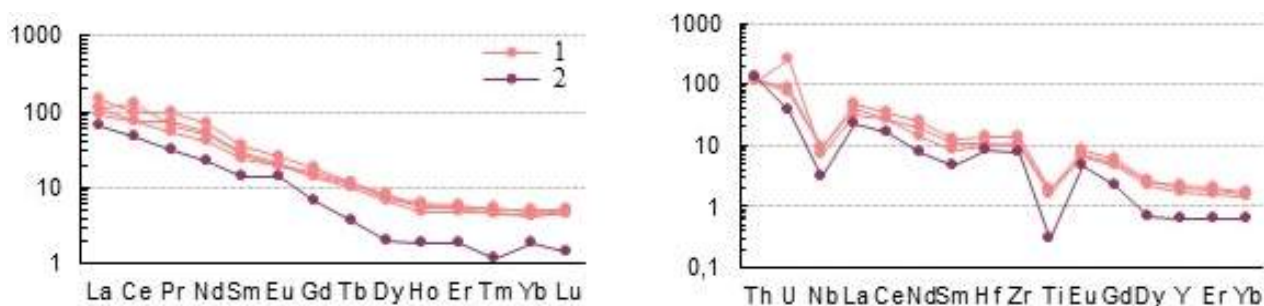
Таблица 2. Петрохимический и микроэлементный состав гранитных массивов

Комп.	1*	2	3	4	5	6	7	9*	10
Массив	Шуйский		Хаутаваара					Чалка	Виртаоя
			I фаза		II фаза				
Порода	Д	ГД	МГБ	МД	КМД	ГС	МГ	Д	УЩГ
SiO_2 (%)	62.5	68.09	53.32	57.83	64.47	68.18	69.94	62.26	73.14
TiO_2	0.59	0.36	0.88	0.66	0.59	0.44	0.35	0.64	0.13
Al_2O_3	16.2	15.13	15.68	15.04	15.85	14.60	14.10	15.92	13.63
FeOt	6.51	3.11	7.79	5.93	3.48	2.94	2.44	5.09	1.13
MnO	0.1	0.054	0.14	0.10	0.06	0.05	0.04	0.09	0.026
MgO	2.5	1.57	5.92	4.46	2.17	1.70	1.22	3.30	0.78
CaO	4.27	2.43	6.87	4.65	2.46	1.62	1.56	4.80	1.31
Na_2O	3.49	4.59	3.36	3.61	4.02	3.82	3.91	3.92	4.14
K_2O	2.96	3.15	3.19	4.48	5.69	5.30	5.31	2.37	4.91
P_2O_5	0.19	0.20	0.58	0.43	0.22	0.29	0.16	0.18	0.06
Total	100	99.88	99.51	99.76	99.96	99.87	99.85	99.56	99.91
mg#	0.43	0.49	0.59	0.59	0.54	0.52	0.48	0.53	0.55
alk	6.45	7.74	6.55	8.09	9.71	9.13	9.22	6.29	9.05
Cr (ppm)		61	170	202	64	48	37	150	34
Ni		36	56	60	28	21	20		19
V		42	185	129	94	60	40		<ПО
Rb		81	138	164	269	257	217	71	86
Ba		1060	1862	1851	1031	929	944	950	1518
Sr		625	1121	639	426	302	395	550	369
Y		9	21	20	16	19	15	20	3
Ta		0.5	0.5	0.7	1.2	1.6	1.4		0.2
Nb		6	7	10	17	17	13	9	2
Zr		127	94	168	330	348	236	175	85
Pb		13	19	42	16	30	27	28	23
Cu		14	37	90	16	16	14		6
W		3.7	1.0	1.8	0.2	2.6	2.9		0.5
Zn		44	131	102	49	39	26		28
Bi		0.4	0.4	0.4	0.2	0.5	0.1		0.01
Mo		1.7	2.2	2.2	3.8	3.4	3.6		1.1
ΣREE		130	249	218	212	224	199	>200	64
n	4	5/4	3/3	2/2	4/4	9/7	8/7	8/1	1/1

Примечание. ГД – гранодиорит, ГС – граносиенит, Д – диорит, КМД – кварцевый монцодиорит, МГ – монцогранит, МГБ – монцогаббро, МД – монцодиорит, УЩГ – умереннощелочной гранит; * – литературные данные.



1–2 – Хаутаваарский массив (1 – монцогаббро и монцодиориты I-фазы, 2 – кварцевые монцодиориты, граносиениты, монцограниты II-фазы), 3 – Чалкинский массив, диориты



1 – гранодиориты Шуйского комплекса, 2 – умереннощелочные граниты Виртаойского комплекса (Няльмозерский массив)

Рис. 2. Распределение REE и мультиэлементные диаграммы для пород гранитоидных массивов Хаутаваарской площади, нормированные к хондриту и примитивной мантии соответственно, по (Sun, McDonough, 1989)

Хаутаваарский комплекс, возраст которого оценивается ~2.74 млрд лет, включает массивы Хаутаваарский, Чалкинский и ряд более мелких интрузивных тел. По геохимическим характеристикам они были отнесены к санукитоидной серии (Lobach-Zhuchenko et al., 2005). Наиболее изучен Хаутаваарский массив (Дмитриева и др., 2016). Он расположен в центральной части структуры, сложен двумя магматическими фазами – монцогаббро-монцодиоритовой и граносиенит-монцогранитовой. Монцогаббро и монцодиориты встречаются в краевых частях массива. Породы меланократовые, средне-крупнозернистые. Большую часть интрузива составляют дифференциаты II-фазы. Кварцевые монцодиориты встречаются в небольшом объеме в приконтактной зоне и в прогибах кровли. Северную часть массива составляют лейкократовые, светло-серые, среднезернистые граносиениты, центральную – розово-красные, средне-, крупнозернистые монцограниты. Содержание SiO_2 в породах Хаутаваарского массива возрастает от 52 % в монцогаббро до 70.6% в монцогранитах, сумма щелочей – от 6.21 до 9.57 % (рис. 1). Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, как правило, <1 , mg\# пород колеблется преимущественно в интервале 0.5–0.6. С увеличением кремнекислотности снижается концентрация Cr от 220 до 20 и Ni от 70 до 15 ppm. Наибольшие содержания Ba отмечаются в монцогаббро-монцодиоритах – 1750–2050 ppm, в граносиенитах и монцогранитах варьирует от 800 до 1220 ppm. Сумма REE 350–160 ppm, коэффициент фракционирования $(\text{La}/\text{Yb})_n=13\text{--}21$. Содержание Mo в монцогаббро и монцодиоритах ранней фазы 1–4 ppm, в породах поздней фазы – 1.2–6.84 ppm (до 13 ppm в граносиенитах вблизи рудных зон). Содержание Bi в породах Хаутаваарского массива 0.2–2.6 ppm, количество W не превышает 6 ppm.

Чалкинский массив расположен в северо-западной части Хаутаваарской структуры, вытянут в субмеридиональном направлении на несколько км, сложен средне-, крупнозернистыми, порфировидными диоритами и кварцевыми диоритами. В краевых частях массива породы подвержены эпидотизации, прорываются множеством плагиомикроклиновых и аплитовых

жил, характеризуются содержанием SiO_2 60.4–64.3% и суммы щелочей 5.7–7% (таблица 2, рис. 1). Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1.5$, $\text{mg\#} > 0.5$. Чалкинский массив обладает более однородным состав и меньшим содержанием щелочей, тем не менее, по геохимическим характеристикам диориты схожи с породами Хаутаваарского интрузива (рис. 2).

Комплекс Виртаоя включает микроклиновые граниты, жильные тела турмалин-мусковитовых лейкогранитов, микроклин-плагиоклазовых и сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов. Умереннощелочные граниты развиты западнее оз. Няльмозеро (северная часть Хаутаваарской структуры). Породы мелкозернистые с красновато-розовым оттенком, характеризуются содержанием SiO_2 73.14%, повышенной суммой щелочей – 9.05% (таблица 2, рис. 1). Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет 0.84, mg\# пород 0.55. Содержание REE низкое (~65 ppm), при этом коэффициент фракционирования высокий – 36 (рис. 2). Концентрация Ba 1500, Sr 370 ppm. Содержание рудогенных элементов низкие (в ppm): Pb 23, Cu 6, Mo 1.11, W 0.49, Bi 0.01, Sn 0.4, Y 3, Nb 2, Ta 0.2, Ag 0.5. Редкометалльные пегматитовые жилы преобладают в северной части структуры.

Рудная минерализация. Наиболее перспективными на настоящее время являются массивы Хаутаваарского комплекса. С граносиенитами Хаутаваарского массива связан линейный кварцевый штокверк, сопровождающийся Mo-Au-S минерализацией. В околорудной зоне наблюдается увеличение содержания Pb, Cu, Te, Bi и Ag. Непосредственно в рудной зоне, в зальбандах кварцевой жилы, концентрация Mo возрастает до 454–948 ppm, Pb 132–426 ppm, Cu до 355 ppm, Te 11–21 ppm, Bi 38–96 ppm, Ag до 9.77 ppm. Содержание Au в рудном теле достигает 20 г/т, в зальбандах жилы – 0.02–0.2 г/т. Рудная минерализация представлена пиритом, золотом, молибденитом, встречаются галенит, халькопирит, пирротин и редкие Bi-Te-Pb-S фазы.

В ореоле Хаутаваарского массива во вмещающих породах установлена вкрапленная молибденитовая и золотосодержащая полиметаллическая, Au-S-As и Au-Bi минерализация. В ореоле Чалкинского массива выявлена полиметаллическая минерализация, во вмещающих толщах отмечается повышение содержания Mo до 45 ppm.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00447.

Список литературы

1. Дмитриева А.В., Кулешевич Л.В., Вихко А.С. Петрохимические особенности и рудная специализация Хаутаваарского массива (Южная Карелия) // Труды КарНЦ РАН. 2016. № 2. С. 52–70.
2. Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники: дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2014. 208 с.
3. Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А. и др. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры, Центральная Карелия // Петрология. 1994. Т. 2. № 3. С. 266–281.
4. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенно-скандинавского щита. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. 229 с.
5. Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of the sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V. 79. P. 129–145.
6. Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. V. 79. P. 107–128.

ДАЙКИ БАЗИТОВ С ВОЗРАСТОМ 2505 МЛН ЛЕТ КОЛЬСКО-МУРМАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ: ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА

Егорова С.В., Степанова А.В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, zumlic@mail.ru

Событие 2505 млн лет на территории Кольско-Мурманской провинции (КМП) хорошо известно, в первую очередь, в связи с приуроченностью к расслоенным интрузивам месторождений сульфидных медно-никелевых и платинометаллических руд и залежей хромитов (Расслоенные интрузии..., 2004). Несмотря на отсутствие достоверных геохронологических данных, предполагалось, что дайки габброноритов, достаточно широко распространенные в КМП, имеют близкий возраст (Федотов и др., 2012), который по оценкам разных исследователей варьировал в интервале от 2.74 млрд лет (Баянова и др., 1998) до 2.32 млрд лет (Fedotov, Amelin, 1992).

Изучение даек базитов Кольско-Мурманской провинции (КМП) и их датирование U-Pb методом по бадделеиту (Степанова и др., 2018) показало, что событие 2505 млн лет широко проявлено на всей территории КМП и помимо расслоенных интрузий включает дайки оливиновых габброноритов, оливиновых габбро, кварцевых долеритов и плагиоклазовых порфиритов.

Дайки оливиновых габброноритов опробованы на двух участках в Оленегорском районе Мурманской области: в Оленегорском железорудном карьере и в 3 км к СВ от ст. Лапландия. Они формируют тела северо-западного и субмеридионального простираний, мощностью до 30 м. Краевые части даек представлены мелкозернистыми оливиновыми порфиритами, центральные части тел сложены мелко-среднезернистыми оливиновыми габброноритами и меланократовыми оливиновыми габброноритами. Характерной особенностью даек оливиновых габброноритов является высокая магнезиальность и хромистость породообразующих и второстепенных минералов – оливина (содержание Fo до 88), пироксенов ($X_{Mg\#}$ до 0.88, Cr_2O_3 до 1.2 вес. %) и хромшпинели ($Cr\#$ до 0.69, MgO до 9.7 вес. %). Изученные дайки характеризуются высокими концентрациями MgO (14.47–20.23 вес. %), Cr (2147–2450 ppm) и Ni (718–826 ppm) и низкими TiO_2 (менее 0.54 вес. %). Для них характерно обогащение ЛРЗЭ ($(La/Sm)_n=2.8–3.5$), деплетированность ТРЗЭ ($(Gd/Yb)_n=1.3–1.6$) и Nb ($Nb/Nb^*=0.18–0.27$). Значение Sr/Sr^* в дайках оливиновых габброноритов варьирует от 0.75 до 1.1.

Оливиновые габбро, установленные в районе г. Варзина Баренцева моря, характеризуются хорошей сохранностью. В зонах закалки развиты массивные мелкозернистые оливиновые порфириты, центральные части тел сложены среднезернистыми оливиновыми габбро. Породообразующие минералы оливиновых габбро имеют существенно более железистый состав, чем в дайках оливиновых габброноритов (содержание Fo в оливине не превышает 76, $X_{Mg\#}$ клинопироксена не превышает 0.8). По химическому составу оливиновые габбро соответствуют умеренно-титанистым ($TiO_2=1.10–1.42$ вес. %), умеренно-магнезиальным ($MgO=6.55–8.55$ вес. %) базитам. Они обогащены легкими редкоземельными элементами ($(La/Sm)_n=2.5–2.6$), обеднены тяжелыми редкоземельными элементами ($(Gd/Yb)_n=2.5–2.7$), Nb ($Nb/Nb^*=0.38–0.40$) и Sr ($Sr/Sr^*=0.79–0.85$).

Дайки кварцевых долеритов формируют рой меридионального – север-северо-восточного простирания на территории от п. Лиинахамари (Печенгский залив) на западе до г. Савиха Баренцева моря на востоке. Дайки имеют простое строение, мощность тел варьирует от первых метров до нескольких десятков метров, по простиранию тела прослежены на расстояние до нескольких километров. Контакты с вмещающими архейскими комплексами секущие, крутопадающие с выраженными зонами закалок, редко устанавливаются апофизы. Изученные дайки в большинстве случаев характеризуются хорошей сохранностью первичных минеральных ассоциаций и представлены кварцевыми габброноритами и долеритами. Характерной особенностью даек кварцевых долеритов является присутствие в породе значительного количества

кварц-полевошпатового гранофира. По химическому составу дайки кварцевых долеритов варьируют от низко-Ti умеренно-Mg базитов до диоритов (TiO_2 варьирует от 0.51 до 1.63 вес. %, MgO от 3.2 до 8.7 вес. %; SiO_2 от 51.3 до 58.2 вес. %). Содержания Cr и Ni в породах не превышают 499 и 165 ppm, соответственно. Наряду с этим, кварцевые долериты обогащены легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Sm})_n=2.4\text{--}4.1$), обеднены тяжелыми РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n=1.3\text{--}2.1$), Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=0.17\text{--}0.41$) и Sr ($\text{Sr}/\text{Sr}^*>0.4$). Возраст кварцевых долеритов по результатам датирования бадделеита из даек долеритов в районе п. Лиинахамари и Кольском заливе совпадает в пределах погрешности и составляет 2505 млн лет (Stepanova et. al, 2017).

Серия маломощных даек **плагиноклазовых порфиритов** хорошей сохранности установлена на территории Оленегорского железорудного карьера. Дайки имеют простое строение, контакты с вмещающими архейскими гнейсами секущие, крутопадающие с выраженными зонами закалок. Мощность тел варьирует от 1 м до 5 м. Центральные части тел сложены мелкозернистыми плагиноклаз-порфировыми долеритами, в зонах закалки обнажаются тонкозернистые плагиноклазовые порфириты. По химическому составу рассматриваемые дайки соответствуют умеренно-Mg ($\text{MgO}=6.11\text{--}6.71$ вес. %) базитам. Концентрации Cr в них не превышают 223, Ni – 87 ppm. Дайки Pl-порфиритов обогащены легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Sm})_n=2.41\text{--}3.04$) и обеднены тяжелыми РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n=1.38\text{--}1.6$) и Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=0.32\text{--}0.45$). Характерной особенностью кварцевых долеритов является обогащение пород Sr ($\text{Sr}/\text{Sr}^*=1.38\text{--}2.08$).

Таким образом, изучение даек базитов Кольско-Мурманской провинции показало, что событие 2505 млн лет широко проявлено на всей территории КМП и помимо расслоенных интрузий включает дайки: (1) оливиновых габброноритов, (2) оливиновых габбро, (3) кварцевых долеритов и (4) плагиноклазовых порфиритов.

Рассмотрение петрохимических характеристик даек базитов с возрастом 2505 млн лет Кольско-Мурманской провинции показало, что изученные дайки формируют единый эволюционный ряд от высокомагнезиальных базитов (оливиновых габброноритов) до диоритов (кварцевых долеритов), для которого свойственно закономерное снижение концентраций большинства петрогенных элементов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO) и некоторых рассеянных элементов с ростом содержания MgO . При этом в пределах одновозрастной группы 2505 млн лет дайки разного состава имеют близкий характер распределения рассеянных элементов – типичным для изученных тел является обогащенность пород легкими РЗЭ, деплетированность тяжелыми РЗЭ и Nb. Сходство характера распределения РЗЭ в дайках базитов с возрастом 2505 млн лет в КМП предполагает сходство условий генерации первичных расплавов и их последующей коровой эволюции, а наблюдаемые широкие вариации большинства петрогенных и рассеянных элементов (SiO_2 от 49.15 до 58.2 вес. %, MgO от 3.2 до 20.23 вес. %, Cr от 10 до 2450 ppm) являются, вероятно, результатом фракционной кристаллизации исходного расплава в промежуточных камерах.

Сопоставление даек базитов с возрастом 2505 млн лет Кольско-Мурманской провинции с одновозрастными интрузиями ранней группы Кольского полуострова показало, что дайки оливиновых габбро, кварцевых долеритов и плагиноклазовых порфиритов контрастно отличаются от пород расслоенных интрузий существенно меньшими концентрациями MgO , Cr и Ni и более высокими концентрациями SiO_2 , TiO_2 . Полученные данные позволяют предполагать, что дайки оливиновых габбро, кварцевых долеритов и плагиноклазовых порфиритов с возрастом 2505 млн лет представляют более высокий уровень среза питающей системы крупной магматической провинции с возрастом 2.5 млрд лет, чем расслоенные интрузии, а дайки оливиновых габброноритов отвечают наиболее примитивным расплавам и близки по составу к исходным расплавам одновозрастных дифференцированных интрузий. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что формирование расслоенных интрузий, вулканитов и даек базитов происходило в рамках единого этапа генерации мантийных расплавов, а высокая магнезиальность пород и масштабы появления магматизма с возрастом 2505 млн лет свидетельствуют в пользу формирования расплавов в результате подъема мантийного плюма.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант 16-17-10260.

Список литературы

1. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Егоров Д.Г. U-Pb датирование дайкового комплекса Кировогорского месторождения // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 5. С. 673–676
2. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района / Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. Ч. 1. 177 с.
3. Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Арзамасцев А.А., Ларионов А.Н. U-Pb геохронология раннедокембрийских базитов Кольско-Мурманской провинции Восточной Фенноскандии: дайковый «штрих-код» как основа палеоконтинентальных реконструкций // Материалы VII Российской конференции по изотопной геохронологии, Москва, 2018.
4. Федотов Ж.А., Баянова Т.Б., Серов П.А. Пространственно-временные закономерности проявления дайкового магматизма Кольского региона // Геотектоника. 2012. № 6. Р. 29–45.
5. Fedotov Zh.A., Amelin Yu.V. Dyke magmatism on the Kola Peninsula as reflecting proterozoic activity of the Belomorian mobile zone in adjacent stable megablocks. // International symposium IGCP, project 257 “Precambrian dyke swarms” and IGCP project 275 “Deep geology of the Baltic Shield”. Abstracts. 1992. P. 20–22.
6. Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B. et al. Fragments of Paleoproterozoic LIPs in Kola-Murmansk and Karelian provinces, Fennoscandia: markers for time span of Lapland-Kola Ocean // Abstract for the Goldschmidt conference, Paris, France. 2017.

МОРФОЛОГИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЦИРКОНА В ГАББРО-АНОРТОЗИТАХ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Забавчик Н.И.

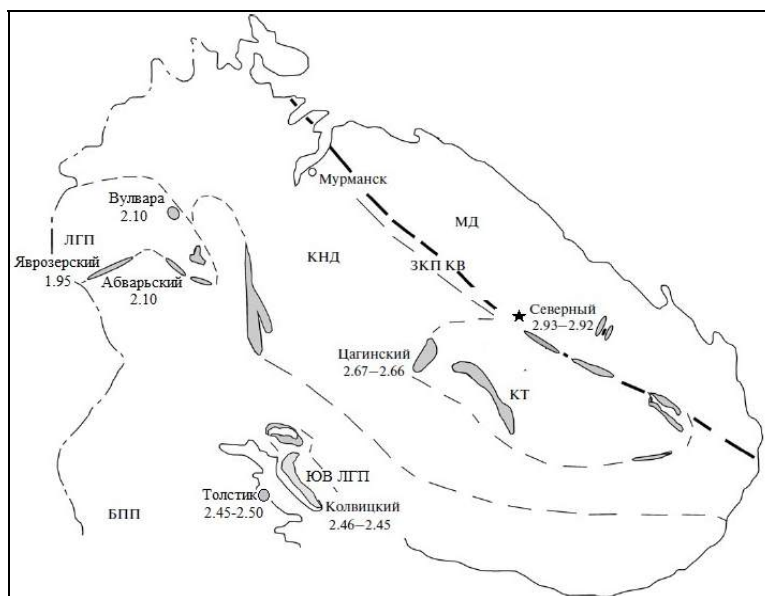
Апатитский филиал МГТУ, Zabavchik_n@mail.ru

Введение. Одним из наиболее эффективных способов оценки возраста эндогенных процессов в полиметаморфических комплексах докембрия является U-Pb датирование циркона. Отличие кристаллов циркона из разных пород по морфологии и химическому составу позволяет связывать полученный по циркону возраст с определенными стадиями геологического развития породы.

В работе рассмотрена морфология, содержание урана и тория и температура кристаллизации (по содержанию Ti) магматического циркона из габбро-анортозитовых массивов Кольского региона, отличающихся по возрасту (от 2.93 до 1.95 млрд лет) и условиям образования: массивы Северный, Цагинский, Толстик, Колвицкий и Яврозерский (рис. 1).

Рис. 1. Расположение рассматриваемых габбро-анортозитовых массивов в пределах Кольского региона (Кудряшов, Мокрушин, 2011):

МД – Мурманский домен; КНД – Кольско-Норвежский домен, ЛГП – Лапландский гранулитовый пояс, ЮВ ЛГП – юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса; ЗКП КВ – Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья; КТ – Кейвский террейн; БПП – Беломорский подвижный пояс. Жирная пунктирная линия – Титовско-Кейвский глубинный разлом



Геология массивов, возраст и условия образования. Мезо- и неогархейские массивы. **Массив Северный** расположен в зоне глубинного разлома на сочленении Кейвского террейна, Мурманского домена и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (рис. 1). Массив сложен среднекрупнозернистыми габбро-анортозитами. В его подошве сохранились ультраосновные дифференциаты с наблюдаемой ритмичной расслоенностью, характеризующейся чередованием метагабброидов и метаперидотитов. Возраст габбро-анортозитов, определенный по циркону 2935 ± 8 млн лет (Кудряшов, Мокрушин, 2011). Наиболее вероятным механизмом формирования мезогархейского анортозитового массива Северный представляется фракционная кристаллизация обогащенной глиноземом толеит-базальтовой магмы в океанической обстановке (Кудряшов, Мокрушин, 2011).

Цагинский массив расположен в центральной части Кольского полуострова в пределах Кейвского блока (рис. 1) и является крупнейшей интрузией габбро-лабрадоритов на Балтийском щите. Центральная часть массива сложена гиганто- и крупнозернистыми лейкогаббро и габбро-лабрадоритами. Породы центрального комплекса находятся в полосчатом переслаивании с титаномagnetитовыми габбро, пироксенитами, оливинитами и сплошными титаномagnetитовыми рудами. Цагинский массив приурочен к глубинному разлому меридионального простирания в гнейсо-гранитах Центрально-Кольского блока. (Мокрушин А.В., 2007). U-Pb изотопное датирование циркона и бадделеита из габбро-норитов и анортозитов Цагинского массива установило возраст 2.68–2.66 млрд лет (Баянова, 2004). Предполагается, что образование неогархейских анортозитов Цагинского массива связано с отделением плагиоклаза при фракционной кристаллизации субщелочной базальтовой магмы во внутриплитных условиях (Кудряшов, Мокрушин, 2011).

Палеопротерозойские массивы. Массив Толстик расположен в ЮЗ части Кольского полуострова на западном побережье Кандалакшского (рис. 1) залива и занимает центральную часть одноименного полуострова. Массив Толстик представлен метаморфизованными габбро, габбро-норитами, габбро-анортозитами. Габбро-анортозиты обнажаются на северной оконечности полуострова. Возраст габбро-анортозитов – 2444 ± 7 млн лет (Каулина, Богданова, 2000).

Колвицкий массив расположен на восточном побережье Кандалакшского залива (рис. 1). В основании массива залегает кандалакшская толща мезо-меланократовых гранатовых амфиболитов мощностью до 2 км. Выше по разрезу развит массив колвицких габбро-анортозитов протяженностью не менее 20 км. Возраст габбро-анортозитов Колвицкого массива – 2448 ± 5 млн лет (Митрофанов и др., 1993; Стешенко и др., 2018).

Яврозерский массив анортозитов и габбро-анортозитов расположен в западной части Кольского региона (рис. 1) и представляет собой крупное пластовое тело, мощностью около 600 м и протяженностью до 17.5 км, расположенное на границе амфиболитов пояса Танаэлв и кислых гранулитов Лапландского гранулитового пояса. Возраст массива – 1945 ± 10 млн лет (Каулина и др., 2004), к анортозитовым массивам этого же возраста относятся массивы Вулвара и Абварьский (Нерович, 1999; Митрофанов и др., 1993).

Изучение распределения редкоземельных элементов и изотопного состава Nd в породах показали, что палеопротерозойские массивы образовались в разных условиях. Первичные базальтовые магмы для анортозитов возраста 2.45 млрд лет образовались на относительно небольшой глубине при существенной роли коровой контаминации, то есть имеют рифтогенную природу, тогда как первичные магмы молодых анортозитов возраста 2.1–1.95 млрд лет образовались на существенно большей глубине из деплетированного источника (Нерович и др., 2004).

Морфология, содержание U и Th, температура кристаллизации циркона. Массив Северный. Акцессорный циркон, выделенный из габбро-анортозитов массива Северный, присутствует в виде непрозрачных призматических зерен розовой и желтоватой окраски. Кристаллы призматического (до длиннопризматического) габитуса, образованные гранями цирконовой призмы {110} с подчиненным развитием дипирамид {111} и {311} (рис. 2). Степень трещиноватости варьирует от слабой до сильной. Внутрифазовая неоднородность представлена ритмичной зональностью. Цирконы из анортозитов Северного массива содержат мало урана и тория

(97–141 ppm), при высоком Th/U отношении (0.8), что характерно для циркона из анортозитов (например, Doig, 1991; van Breemen and Higgins, 1993; Ashwal et al., 1999). Расчетная температура кристаллизации циркона в Северном массиве – 730–813 °C (Кудряшов и др., 2014).

Цагинский массив. Акцессорный циркон, выделенный из габбро-анортозитов Цагинского массива, представлен прозрачными коричневыми зернами призматического габитуса с четкими ребрами (рис. 2). В огранке доминирует цирконовая призма {110}, из дипирамид развита {111}. Гиацинтовая призма {100} развита не всегда, если присутствует, то в виде узких граней. Трещиноватость крайне слабая, кристаллы практически без трещин. Внутрифазовая неоднородность представлена в виде тонкоритмичной зональности, повторяющей контуры кристаллов. Содержание U в среднем составляет около 1 200 ppm, Th – около 600 ppm, Th/U отношение варьирует от 0.39 до 0.66. Расчетные температуры кристаллизации циркона в Цагинском массиве составили 673–714 °C (Кудряшов и др., 2014).

Массив Толстик. Магматический циркон из габбро-анортозитов полуострова Толстик представлен крупными (150–200 мкм) бесцветными или бледно коричневыми короткопризматическими кристаллами с хорошо сохранившейся огранкой, с призмами {100} и {110} и дипирамидами {111}, {311} (рис. 2). Возраст циркона – 2444 ± 7 млн лет (Каулина, Богданова, 2000). Циркон имеет низкие содержания Th и U (70–118 и 53–63, соответственно) и высокие Th/U отношениях (1.3–1.9) характерные для циркона из анортозитов. Температура кристаллизации циркона равна 791–822 °C (Каулина, 2010).

Колвицкий массив. Циркон обнаружен в кристаллах магматического плагиоклаза, что подтверждает его магматическую природу. Возраст циркона 2448 ± 5 млн лет (Митрофанов и др., 1993). Циркон представлен светло-желтыми призматическими, полупрозрачными кристаллами с тонкой ритмичной зональностью (рис. 2). Средняя температура кристаллизации циркона в метагаббро 778 °C. Данная температура, по-видимому, служит доказательством того, что образование циркона происходило на позднем этапе кристаллизации Колвицкого массива. Содержание U в породах Колвицкого массива варьирует от 24 до 49 ppm (Стешенко и др., 2018).

Яврозерский массив. Магматический циркон представлен розовыми прозрачными короткопризматическими кристаллами, ограненными призмами {100} и {110} и дипирамидами {111}, {311} (рис. 2). Размер зерен от 100 до 300 мкм. Возраст 1945 ± 10 млн лет. Содержание урана и тория <100 ppm. Температура кристаллизации циркона – 749–764 °C (Каулина и др., 2004).

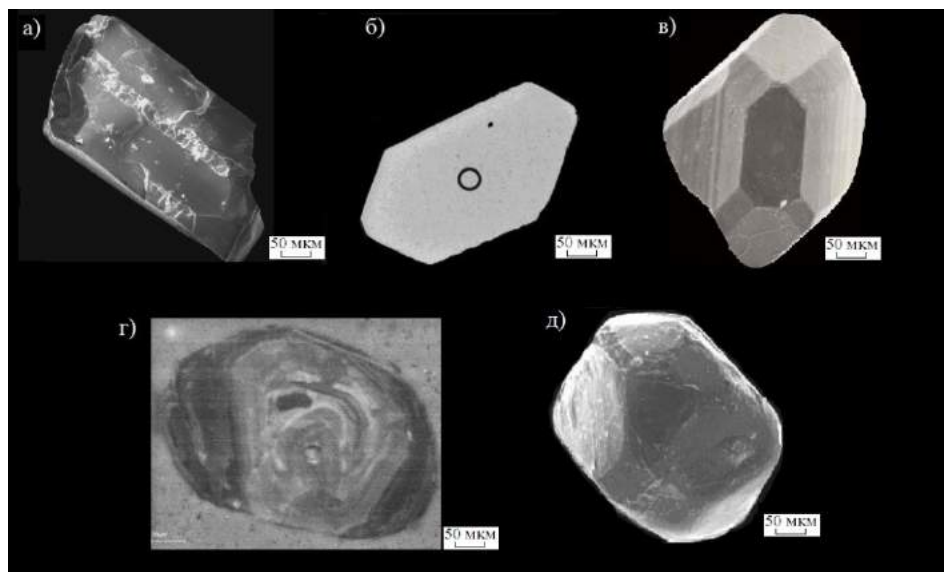


Рис. 2. Фотографии циркона из изучаемых анортозитовых массивов:

а – массив Северный, б – массив Цагинский, в – массив Толстик, г – массив Колвицкий, д – массив Яврозерский.
а, в, д – во вторичных электронах, б – в обратно-рассеянных электронах, г – в катодоллюминесценции

Выводы. На основании рассмотрения циркона из анортозитовых массивов Кольского региона можно сделать следующие выводы:

Магматический циркон в анортозитовых массивах кристаллизуется в интервале температур от 673 до 813 °С.

В основном циркон из анортозитов характеризуется низким (и очень низким) содержанием U и Th, кроме циркона Цагинского массива, который кристаллизовался при более низких температурах, чем в остальных массивах, когда расплав, вероятно, был уже обогащен несовместимыми элементами.

Циркон из рассмотренных архейских анортозитов характеризуется преимущественным развитием цирконовой призмы {110} с подчиненным развитием гиацинтовой {100}. Такой тип циркона скорее характерен для габбро (Лобач-Жученко и др., 1995). Циркон из палеопротерозойских анортозитов характеризуется короткокопризматическими формами, с преимущественным развитием гиацинтовой призмы {100} и меньшим развитием цирконовой призмы {110}. Разная огранка связана, вероятно, с разным режимом остывания пород и объемом расплава.

Для более точной привязки времени кристаллизации циркона к стадии кристаллизации/остывания анортозитовых массивов требуется дальнейшие исследования.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-35-00246.

Список литературы

1. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: КНЦ РАН. 2010. 144 с.
2. Каулина Т.В., Богданова М.Н. Основные этапы развития северо-западного Беломорья: U-Pb изотопные данные. // Литосфера, Минск, 2000, № 12, с. 85–98.
3. Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 2. С. 173–189.
4. Кудряшов Н.М., Скублов С.Г., Мокрушин А.В., Лялина Л.М. Минералогические и геохимические характеристики циркона в архейских габбро-анортозитах Кольского региона // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2014. Т. 17. № 2. С. 314–319.
5. Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Другова Г.М. и др. Архейский магматизм района оз.Нотозера северо-западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология. Петрология. 1995. том 3. № 6. С. 593–621.
6. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Ганнибал Л.Ф., Докучаева В.С., Нерович Л.И., Радченко М.К., Рюнгген Г.И. U-Pb возраст габбро-анортозитов кольского полуострова // Доклады Академии наук. 1993. Т. 331. № 1. С. 95.
7. Митрофанов Ф.П., Нерович Л.И. Время магматической кристаллизации и метаморфических преобразований автономных анортозитовых массивов Пыршин и Абварский Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 381–390.
8. Мокрушин А.В. Геолого-петрографические особенности пород краевой части Цагинского габбро-анортозитового массива на контакте с щелочными гранитами Кольский п-ов // Материалы Всероссийской конференции. 2007. С. 265.
9. Нерович Л.И., Зозуля Д.Р., Каулина Т.В., Деленицин А.А. Первичные магмы и условия происхождения анортозитов Лапландского гранулитового пояса по данным распределения REE и изотопов Nd // Материалы межд. Научн.-техн. Конф. «Наука и образование – 2004». Мурманск. Изд-во МГТУ. 2004. ч. 5. С. 80–84.
10. Стешенко Е.Н., Николаев А.И., Баянова Т.Б., Дрогобужская С.В., Чащин В.В., Серов П.А., Лялина Л.М., Новиков А.И., Елизаров Д.В. Палеопротерозойский Колвицкий анортозитовый массив: новые данные о возрасте (U-Pb, ID-TIMS) и геохимических особенностях циркона // Доклады академии наук. 2018. Т. 479. № 2. С. 187–191.
11. Ashwal L.D., Tucker R.D., Zinner E.K. Slow cooling of deep crustal granulites and Pb-loss in zircon // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. Vol. 63. No. 18. P. 2839–2851.
12. Doig R. U-Pb zircon dates of Morin anorthosite suite rocks Grenville Province, Quebec // Journal of Geology. 1991. V.99. P. 729–738.
13. Van Breemen O., Higgins M.D. U-Pb age of the southwest lobe of the Havre-Saint-Pierre Anorthosite Complex, Grenville Province, Canada // Can. J. Earth Sci. 1993. No. 30. P. 1453–1457.

МИНЕРАЛОГИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВ ОГОЛ (КРАТЕРНОЕ НАГОРЬЕ, ТАНЗАНИЯ)

Ивашенкова О.В.¹, Арзамасцев А.А.^{1,2}, Зайцев А.Н.^{1,3}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, lelia1991@yandex.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

³Natural History Museum, London

На территории Африканского континента известно несколько мощных рифтовых структур, образование которых происходило в разное геологическое время. Одним из таких образований является Восточно-Африканская рифтовая система, в пределах которой выделяются две крупные тектонические зоны. Первая – это Восточный рифт, включающий в себя Эфиопский рифт и Кенийский рифт (также известен как рифт Грегори). Вторая зона – это Западный рифт, или Западная ветвь (Белоусов и др., 1974).

Рифт Грегори простирается примерно на 900–1000 км от озера Туркана в Кении до озер Маньяра, Балангида в северной Танзании. Геологическая активность в пределах рифта Грегори началась примерно 35–30 млн лет назад в северной части и продолжается до настоящего времени в южной части (активный карбонатит-нефелинит-фонолитовый вулкан Олдоиньо Ленгаи). Геологическая история развития вулканизма в районе рифта Грегори рассмотрена во многих публикациях, в которых приводятся геологические, геохимические и минералогические данные, полученные при изучении разнообразных вулканических пород (e.g. Dawson, 2008).

В северной части к рифту Грегори примыкает область известная как Кратерное нагорье. Эта область сложена крупными вулканами и отдельными лавовыми потоками, образование которых происходило между 4.5 и 0.8 млн лет назад (Mollet and Swisher, 2012). Вулканы по химическому составу слагающих их пород, разделяются на два типа. Первый тип – это вулканы преимущественно базальтового и трахитового составов (Нгоронгоро, Лемагрут, Олдеани), второй тип – вулканы, в которых преобладают нефелениновые породы (Садиман и, возможно, Эмбакай). В юго-западной части нагорья расположены отдельные лавовые поля, которые пространственно не связаны с крупными вулканами. Эти лавы, известны как лавы Огол и являются объектом нашего исследования.

Лавовые потоки Огол изверглись из небольших отдельных каналов (кратеров) или конусов (Хей, 1987). Каналы или конусы растянулись в западном и восточном направлениях приблизительно на 25 км в длину с диапазоном диаметров от 0.5 до 1.5 км и высотой от 50 до 150 м. По результатам датирования $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ методом установлено, что лавы Огол были извергнуты на поверхность в период между 2.31 ± 0.01 млн лет и 2.27 ± 0.05 млн лет (Mollet, 2007).

Существует только одна научная публикация, посвященная исследованию минералогии и геохимии лав Огол – это диссертация Г. Моллела (2007). В данной работе приводятся валовый химический состав пород и химические составы отдельных главных минералов для четырех образцов горных пород. По данным Г. Моллела (2007), лавы Огол – это базальтоидные порфиритовые породы, с вкрапленниками оливина, авгита, биотита, щелочного полевого шпата, а также плагиоклаза и нефелина. По своему химическому составу – это высокомагнезиальные породы ($\text{Mg\#} = 56\text{--}59$) с высоким содержанием хрома (514–863 г/т). По сравнению с другими вулканическими породами, известными в Кратерном нагорье, это наиболее примитивные (малодифференцированные) вулканические породы.

Исследования были выполнены на каменном материале, который имеется в коллекциях Санкт-Петербургского Государственного Университета и Института геологии и геохронологии докембрия РАН. В распоряжении автора имеется коллекция, которая состоит из 20 образцов, отобранных из 13 обнажений, которые были изучены (1) с использованием стереомикроскопа (бинокуляра) Leica, (2) петрографические характеристики пород и структурно-морфологические особенности минералов исследовались оптическими методами в прозрачно-полированных шлифах, при помощи поляризационного микроскопа Leica DM LP, (3) для точной диагностики

минералов использовался рентгенофазовый анализ (Mineflex II Desctor x-ray diffractometr) и (4) химический состав минералов был определен с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N с аналитическими приставками EBSD – AzTec HKL Channel 5 Advanced и EDX – AzTec Energy 350 (Институт Наук о Земле, РЦ СПбГУ «Геомодель» и «Дифракционные методы исследования»).

На данный момент автором были изучены 10 образцов лавы Огол, и получены следующие результаты:

- 1) В породе установлены главные (форстерит, плагиоклаз, диопсид, магнетит), второстепенные (апатит, амфибол, кальцит) и акцессорные (пирротин, хромит, барит) минералы. В основной массе породы также присутствуют, пока точно не диагностированные, силикаты Na и K.
- 2) В базальтах выделено две минеральные ассоциации: первичная (магматическая) (форстерит, плагиоклаз, диопсид, магнетит, апатит, амфибол, хромит) и наложенная вторичная (гидротермальная) (барит, кальцит, а также не диагностированный водный силикат Mg, который развивается по форстериту).
- 3) Среди изученных образцов выделяются, как минимум три разновидности базальтов: а) оливин-пироксеновые базальты, б) плагиоклазовые базальты, в) оливин-пироксеновые базальты с высоким содержанием хрома.

Исследование выполнено при поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований (грант 18-05-00835) и Alexander von Humboldt Stiftung.

Список литературы

1. Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В., Добровольский В.В., Капица А.П., Логачев Н.А., Милановский Е.Е., Поляков А.И., Рыкунов Л.Н., Седов В.В. Восточно-Африканская Рифтовая Система. Т. 1. Основные черты строения. Стратиграфия. М.: Наука, 1974а. 264 с.
2. Dawson J.B. The Gregory Rift Valley and Neogene-Recent volcanoes of northern Tanzania // Geological Society Memoirs. Vol. 33. 2008. 102 p.
3. Hay R.L. Geology of the Laetoli area. In Laetoli: a Pliocene Site in Northern Tanzania. Oxford: Oxford University Press. 1987. P. 23–47.
4. Mollel G.F. Petrochemistry and Geochronology of Ngorongoro Volcanic Highland Complex (NVHC) and its relationship to Laetoli and Olduvai Gorge, Tanzania. PhD thesis, Rutgers University, 2007. 254 p.
5. Mollel G.F., Swisher III C.C. The Ngorongoro Volcanic Highland its relationships to volcanic deposits at Olduvai Gorge and East Africa Rift volcanism // Journal of Human Evolution. 2012. Vol. 63. P. 274–283.

ЦИРКОН В ГАББРО-ПЕГМАТИТАХ БОЯРСКОГО МАССИВА БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИИ: МОРФОЛОГИЯ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОХИМИЯ

Кервинен А.В.¹, Ковальчук Е.В.², Степанова А.В.¹

¹Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, kervinen@mail.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Беломорскую провинцию (БП) Фенноскандинавского щита большинство исследователей рассматривают как глубоко эродированный юго-западный форланд Лапландско-Кольского орогена, который формировался в промежутке 2.0–1.86 млрд лет (Daly et. Al., 2006). Структура Беломорской провинции представляет собой пакет тектонических покровов, наиболее крупными из которых являются ковдозерский (тоналит-трондьемит гранодиоритовые гнейсы), чупинский (парагнейсы) и хетоламбинский (метабазиты) (Миллер и др., 1995), претерпевших интенсивную переработку в палеопротерозое (Бабарина и др., 2017).

Палеопротерозойские габброиды, часто рассматриваемые в составе единого «друзитового комплекса» (Шарков и др., 1998), объединяющего интрузивные базиты с характерными коронными структурами, широко распространены на территории Беломорской провинции. Среди них выделяются несколько возрастных групп: 2.5, 2.45, 2.1 млрд лет (Lobach-Zhuchenko et. al., 1998, Степанова и др., 2003, 2017). Анализ соотношений палеопротерозойских интрузивных базитов с вмещающими архейскими комплексами и тектоническими структурами позволяет разделить разновозрастные деформации и реконструировать последовательность событий (Бабарина и др. 2014, 2017), однако для определения их возраста необходимы геохронологические данные о возрасте кристаллизации и метаморфизма базитов.

Боярский массив является крупным для Беломорской провинции интрузивом, площадью около 4.5 км². Судя по элементам внутреннего строения и условиям залегания пород, массив имеет лополитообразную форму (Степанов, 1981) и является типичным представителем друзитов Беломорской провинции. Хорошая сохранность внутренней структуры и пород массива позволяет рассматривать его, как основу для реконструкции условий формирования одной из групп габброноритов Беломорской провинции. Массив Боярский ранее был детально изучен В.С. Степановым и рассматривался в составе комплекса габбро-анортозитов (Степанов, 1981).

Краевая часть интрузива сложена полевошпатовыми амфиболитами. Породы центральной части тела также амфиболитизированы, но сохранили реликтовые первично-магматические структуры и минеральный состав. В основании разреза интрузива, вблизи северного контакта, залегают меланократовые троктолиты с шпировидными обособлениями перидотитов, а к верхней его части приурочены относительно лейкократовые габбро. Анортозиты в Боярском массиве образуют жилковидные обособления в троктолитах. Габбро-пегматиты установлены в виде небольших линзовидных тел в южной части массива. Породы сохранили массивные текстуры и реликты габбро-офитовой структуры, сложены, в основном, плагиоклазом и клинопироксеном. Плагиоклаз перекристаллизован, первичный клинопироксен псевдоморфно замещен метаморфическим клинопироксеном. Новообразованные метаморфические минералы представлены гранатом, амфиболом рутилом и титанитом. По химическому составу породы массива варьируют от ультрабазитов до высокоглиноземистых базитов. Для всех разновидностей пород в составе массива характерны концентрации Zr на уровне 5–25 ppm и лишь в габбро-пегматитах они достигают уровня 40–70 ppm.

Циркон из габбро-пегматитов Боярского массива представлен как частично ограниченными, так и неправильной формы кристаллами. Размер зерен колеблется от 0.16 до 0.5 мм. В популяции преобладают короткопризматические зерна и их обломки. Наблюдаются частично сохранившиеся реликты граней дипирамиды, что типично для пород с низким содержанием циркония (Носырев и др., 1989). Для большинства зерен характерна однородная окраска коричневых тонов, отдельные участки сохранили прозрачность, но преобладают полупрозрачные разновидности. В проходящем свете зерна имеют однородное внутреннее строение. Микронное изучение цирконов (СЭМ TESCAN Vega II, EDS Inca 350, ЦКП КарНЦ РАН) показало наличие большого количества ксеноморфных включений амфибола размером 10–50 мкм, титанита и кварца в краевой части зерен (рис. 1). В центральной части зерен выделяются мелкие ядра, однородные в BSE. Размер сохранившихся ядер 10–20 мкм. Они окружены «пористым» и метамиктным (темно-серым в BSE) цирконом (рис. 1). Внешняя кайма в BSE выражена слабо, имеет однородное внутреннее строение.

Анализ содержаний рассеянных элементов в цирконе проводился на электронно-зондовом анализаторе (EPMA) JEOL JXA-8200 в ИГЕМ РАН. Ядра и краевые части зерен циркона контрастно отличаются по содержанию Y (центр 2500–5250 ppm, край 990–1100 ppm), Yb (центр 400–600 ppm, край 140–250 ppm) и Dy (центр 52–113 ppm, край – 17–26 ppm). Наблюдаются также вариации в содержаниях U, Hf и Th, но они проявлены не так ярко. Особенности внутреннего строения циркона, вариации содержаний Y и тяжелых РЗЭ и состав включений в крае-

вой части зерен позволяют предполагать, что центральные части зерен представляют реликтовый циркон, кристаллизовавшийся из расплава, а краевые части зерен – метаморфический циркон, сформированный в равновесии с гранатом, на что указывают низкие концентрации Y и TRЭ. Мелкие обломки часто не имеют зональности и полностью сложены либо магматическим, либо метаморфическим цирконом.

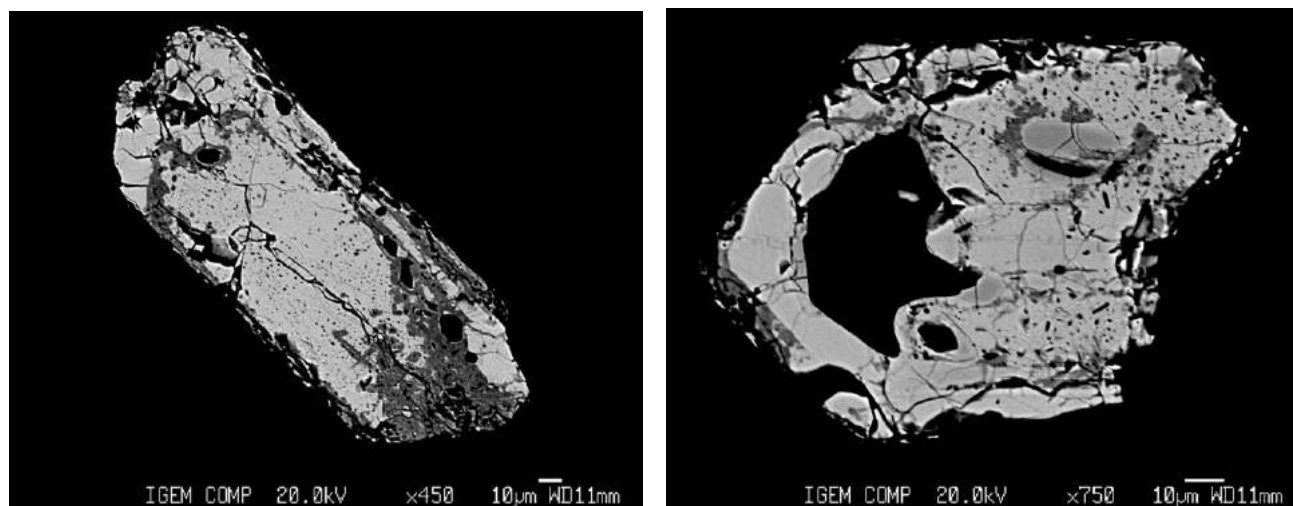


Рис. 1. Микрофотографии зерен циркона из габбро-пегматитов Боярского массива в обратно-отраженных электронах (BSE)

Широкие вариации морфологических особенностей цирконов из габбро-пегматитов Боярского массива, сложное внутреннее строение зерен и наличие кайм метаморфического циркона предполагают необходимость его более детального изучения, в том числе методами катодной люминесценции. Выявление наиболее сохранившихся индивидов в популяции требуется для расшифровки условий их формирования и должно предшествовать U-Pb датированию. С учетом высокой степени метамиктности циркона, наличия довольно крупных включений и малого размера сохранившихся участков, для U-Pb датирования предпочтительно использовать наиболее крупные зерна в популяции. В целом, циркон из габбро-пегматитов Боярского массива является перспективным для датирования локальными методами, так как результаты его изучения позволяют получить информацию о возрасте кристаллизации пород и их метаморфизма.

Список литературы

1. *Daly J.S., Balagansky V. V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geol. Soc. London, Mem.* 2006. Т. 32. № 1. С. 579–598.
2. *Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С.* Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // *Геотектоника*. 2017. № 5. С. 3–19.
3. *Бабарина И.И., Сибелев О.С., Степанова А.В.* Гридинская зона зеланжа Беломорской эклогитовой провинции: последовательность деформаций и структурное положение роев мафических даек // *Геотектоника*. 2014. Т. 2014. № 4. С. 67–81.
4. *Степанова А.В., Степанов В.С., Ларионов А.Н., Азимов П.Я., Егорова С.В., Ларионова Ю.О.* Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и тектоническая позиция // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 6. С. 581–608.
5. *Носырев И.В., Робул В.М., К.Е. Есипчук, В.И.* Осра Генерационный анализ акцессорного циркона // М.: Наука, 1989. – 203 с.
6. *Степанов В.С.* Основной магматизм докембрия Западного Беломорья // Л.: Наука, 1981. 216 с.

СТРУКТУРНЫЕ И ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТОНКИХ УГЛЕРОДНЫХ ПЛЕНОК

Ковальчук А.А.^{1,2}, Приходько А.В.²

¹Институт геологии Карельского научного центра РАН, eniaam@list.ru

²Санкт-Петербургский политехнический университет Петра Великого

В настоящее время наноуглеродные материалы разного типа, ввиду сочетания необычных электрических, механических, оптических и других свойств, привлекают большое внимание исследователей и разработчиков новых устройств в различных областях науки и техники (Martin, 2010).

Природный графеноподобный шунгитовый наноуглерод, в силу своей активности, представляет интерес для изучения.

На данный момент существует множество исследований шунгитовых пород, проводимых на объемных образцах. Большая изменчивость минерального и химического состава пород и, соответственно, свойств материалов на их основе не позволяют использовать это ценное сырье в высокотехнологичных процессах.

Известно, что свойства пленок могут значительно отличаться от объемных материалов. В настоящей работе структурные и температурные исследования проводились на тонкопленочных образцах, состоящих из наночастиц шунгитового углерода, что позволило устранить проблему непостоянства состава.

В качестве объекта исследования выступают тонкие углеродные пленки из природного графеноподобного материала на подложке с проводящим покрытием In_2O_3 . Пленки были получены способом, схожим с технологией получения кристаллических фуллеренов (Способ получения..., 1999). Исходным углеродным материалом для получения пленок был нанопорошок шунгитового углерода (Способ переработки..., 2012) с размером частиц 0.01 – 1 мкм.

Оценка структурных особенностей исследуемых пленок производилась двумя методами: анализ спектров комбинационного рассеяния света (КР) и изучение морфологии пленки методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ).

Спектры КР исследуемой пленки сравнивались со спектрами исходного порошка и водной нанодисперсии шунгитового углерода. Спектр КР пленки по основным пикам не отличается от спектра дисперсии (Рожкова, 2011): наблюдается инверсия основных пиков D- и G-колебаний по сравнению с таковыми для исходного порошка, D-полоса резко уменьшается по интенсивности. Можно сделать вывод, что структура химической связи углерода в пленке и дисперсии не отличается. При сравнении спектра КР пленки со спектром исходного порошка было отмечено сильное уширение D- и G- пиков, а отношение интенсивностей пиков наоборот уменьшилось в несколько раз.

Изучение морфологии углеродной пленки методом СЭМ подтвердило наличие наночастиц шунгитового углерода, обнаруженных ранее в водных дисперсиях (Рожкова, 2011). Пленка состоит из частиц In_2O_3 , соединенных в цепочки, формирующих сетку. Средний размер частиц 0.5 мкм. В образовавшихся ячейках сетки частиц In_2O_3 и на самих частицах In_2O_3 , располагаются углеродные наночастицы размером 50–100 нм. Данный размер хорошо согласуется с результатами динамического светорассеяния для водных дисперсий (Рожкова, 2011).

Температурные исследования проводились двумя методами: регистрация вольт-амперных характеристик (ВАХ) и измерение микроволновой проводимости.

Метод наносекундной вольтамперометрии (Jantsch, Heinrich, 1970) основан на регистрации падающего U_i и отраженного от образца U_r импульса напряжения.

На ВАХ углеродной пленки присутствуют падающие участки при 78К (вставка в логарифмическом масштабе к рис. 1), что является одним из признаков аномального поведения проводимости, связанного с проявлением сверхпроводящих свойств. Нелинейный характер

ВАХ в этом состоянии при 78 К может свидетельствовать о существовании в углеродной пленке каналов с проводимостью, вызванной, например, контактными эффектами, не связанными с проявлением сверхпроводимости.

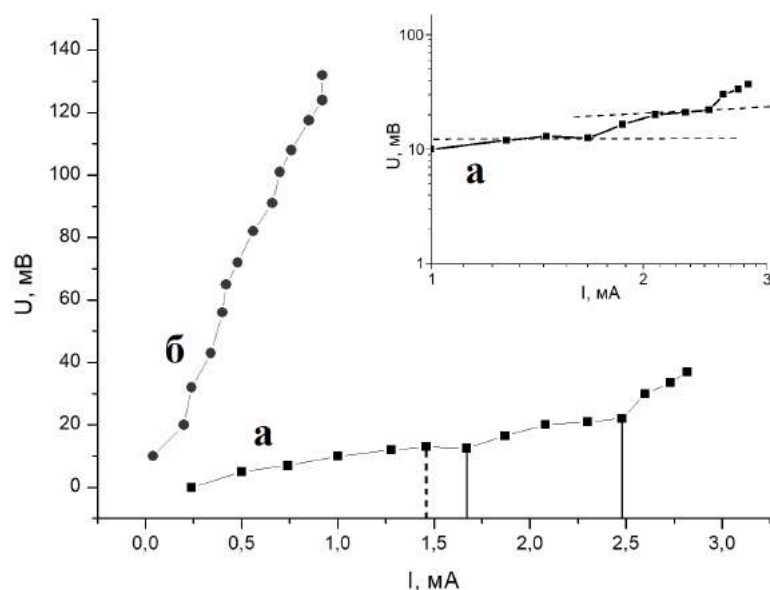


Рис. 1. Вольт-амперные характеристики углеродной пленки при 78К (а) и 220К (б)

Падающие участки частично компенсируются нормальным протеканием тока в неоднородной структуре. При дальнейшем увеличении эти участки исчезают и переходят в нормальное состояние (участок после 2.5 мА на рис. 1).

Измерения микроволновой проводимости проводились с использованием коаксиального $\lambda/4$ -резонатора на основе симметричной двухпроводной линии внутри круглого экрана с воздушным диэлектриком. Диапазон частот, в которых производились измерения, составлял от 0.65 до 1.2 ГГц.

Температурная зависимость углеродной пленки характеризуется двумя отчетливыми максимумами в интервале 315 – 335 К. Для порошков фуллерена известно (Galdicas et al., 1995), что кривая десорбции молекулярного кислорода имеет два максимума: при 370 и 430 К. Первый максимум обусловлен десорбцией кислорода, связанного на дефектах кристаллической решетки, второй – кислорода, интеркалированного в объем фуллеренового кристалла. Предположительно, в случае исследуемых образцов углеродных пленок, пики на температурных зависимостях относятся к выбросам кислорода от разных структурных образований. Низкотемпературный пик (315 и 325 К) связан с выбросом кислорода из кристаллов NaCl, а второй пик (330 и 335 К) – с выбросом кислорода, который находится в искаженных графеновых плоскостях.

В твердых фуллеренах кислород связывается у гексагональных поверхностей. Подобные гексагоны являются основными элементами, образующими плоские поверхности графитов, графена и шунгитового углерода. Различие размеров гранул углеродных материалов отражается в отличии формы температурных зависимостей проводимостей и на величине изменения проводимости при одинаковой физике процессов переноса зарядов.

Список литературы

1. Пат. 2135648 Российская Федерация, МПК С 30 В 29/02, С 01 В 31/00, С 01 В 31/02. Способ получения кристаллических фуллеренов / Мастеров В.Ф., Приходько А.В., Коньков О.И., Давыдов В.Ю. ; заявитель и патентообладатель СПб гос. технич. университет. – № 97109306/25; заявл. 11.06.97; опубл. 27.08.99, Бюл. № 11. – 4 с.: ил.
2. Пат. 2448899 Российская Федерация, МПК С 01 В 31/00, С 09 С 1/44. Способ переработки шунгита / Рожкова Н.Н., Рожков С.С.; заявитель и патентообладатель Учреждение Российской академии наук Институт геологии Карельского научного центра Российской академии наук. – № 2010133024/05; заявл. 05.08.2010; опубл. 27.04.2012, Бюл. № 12. – 3 с. : ил.
3. Рожкова, Н.Н. Наноуглерод шунгитов / Н.Н. Рожкова. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. – 100 с.

4. Galdicas A. Gas sensing properties of CuxO-based thin films / A. Galdicas, A. Mironas, A. Setkus, L. Dapkus, V. Kazlauskienė, J. Miskinis, A.V. Prikhodko, V.I. Ivanov-Omskii // Lithuanian Journal of Physics. 1995. V. 95. N 4. P. 314–320.

5. Jantsch W. A method for subnanosecond pulse measurements of I-V characteristics / W. Jantsch, H. Heinrich // Rev. Sci. Instr. – 1970. – Vol. 41, № 2. – P. 228–230.

6. Martin P.M. Handbook of Deposition Technologies for Films and Coatings: Science, application and technology / P.M. Martin. – Elsevier, 2010. – 911 p.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД САГАНАХГОЛЬСКОГО МАССИВА (ГОРНАЯ ШОРИЯ)

Кожухметов Е.К., Козулина Т.В.

Томский государственный университет, kozulina@ggf.tsu.ru

Объектом исследования послужил Саганыхольский массив, расположенный на территории Горной Шории, в зоне сочленения Минусинских впадин со структурами Кузнецкого Алатау. Были рассмотрены петрографические, петрохимические и геохимические особенности пород массива. Интрузивное тело овальной формы ориентировано в северо-восточном направлении, занимает площадь 30 км², расположено в среднем течении р. Тея среди раннепалеозойских гранитов Аскизского массива (рис. 1). Изучение массива проводилось авторами в 2017 г. в составе коллектива НИЛ геокарт ГГФ ТГУ, в процессе выполнения работ по ГДП-200/2 на территории Горной Шории. Из пород северной половины массива было отобрано 26 образцов. В Центральной лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург) методами РФА и ICP-MS было проанализировано 18 проб, методом U-Pb (SHRIMP-II) – 2 пробы. Петрографические исследования выполнены авторами и сотрудником НИЛ геокарт Н.А. Макаренко.

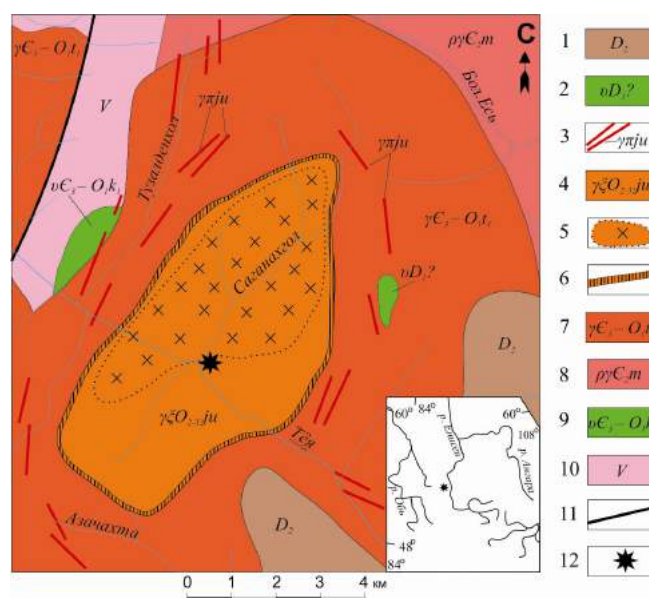


Рис. 1. Предварительная геологическая карта Саганыхольского массива
 (по данным НИЛ геокарт ГГФ ТГУ, 2017 г.):

1 – среднедевонские отложения; 2–6 – породы Саганыхольского массива (2 – габбро; 3 – дайки граносиенитов и гранитов; 4 – сиенит-порфиры; 5 – предполагаемая область распространения кварцевых сиенитов, монцодиоритов, монцитов, габбро и монцогаббро; 6 – краевая часть массива, сложенная ортоклазовыми порфирами); 7 – гранитоиды тигертышского комплекса; 8 – гранитоиды мартайгинского комплекса; 9 – габброиды когтахского комплекса; 10 – вендские отложения; 11 – разрывные нарушения; 12 – место отбора SHRIMP-проб

И.К. Кокодзеевым (Кокодзеев и др., 1965) отмечалось шлировое сложение и пестрый петрографический состав Саганахгольского массива, в составе которого преобладают монцодиориты («сиенито-диориты») и монцониты, а также установлена зональность в строении массива и многофазность его становления. При движении от периферии к центру тела краевые розовые и мясокрасные ортоклазовые порфиры («порфировые и афировые ортофиры») постепенно сменяются сиенит-порфирами с небольшим количеством роговой обманки, а затем порфировидными кварцевыми сиенитами. В сиенит-порфирах нами наблюдались ксенолиты пород основного состава и вмещающих гранитов. По данным (Кокодзеев и др., 1965), к центру массива нарастает кристалличность пород, появляются в значительных количествах плагиоклаз, роговая обманка, а затем пироксен, и породы приобретают монцодиоритовый и монцонитовый состав. В центральной части массива наблюдаются участки, сложенные пятнистыми такситовыми габбро и монцогаббро, шлировыми габбро-диоритами. Мы предполагаем, что это останцы первой фазы внедрения. Жильная серия массива представлена дайками (мощностью от 1 м до десятков метров) измененных пород кислого состава («кератофиров»), граносиенитов и умереннощелочных гранитов. Экзоконтактовая часть, сложенная гранитами Аскизского массива, пронизана сетью пластующихся тел трахит-порфиров, ортоклазовых порфиров, сиенит-порфиров, грязно-лиловых измененных альбит-порфиров, монцонитов и щелочных гранитов, внедрявшихся, вероятно, по направлениям прототектоники. По данным (Кокодзеев и др., 1965), эти тела, мощностью 1 – 200 м, простираются на несколько километров и образуют серию кольцевых залежей, окаймляющих Саганахгольский массив и падающих к его центру, что указывает на вероятную конусообразную форму массива. Авторами наблюдалась автометасоматическая калишпатизация сиенит-порфиров и монцодиоритов, а также вмещающих гранитов, наиболее интенсивная в экзоконтактах даек кислого состава.

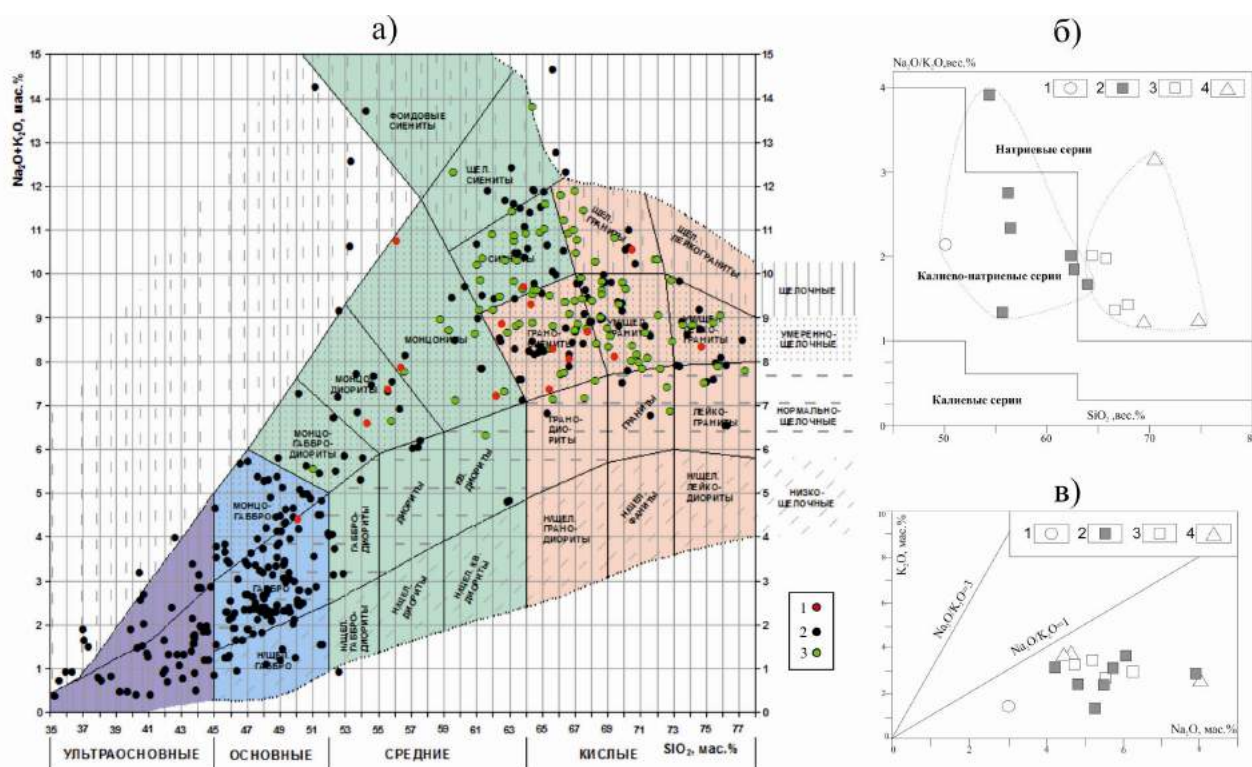


Рис. 2.

а – классификационная TAS-диаграмма (по Шарпенюк и др., 2013) для пород Саганахгольского массива (1), пород патынского (2) и юлинского (3) комплексов по данным (НИЛ геокарт, 2013–2017 гг; Ильенюк, 1964; Хомичев, 1975; Хомичев и др., 1999; Перфилова, 1999; Бабин и др., 2001а, 2001б, 2007; Беззубцев и др., 2008); б – классификационная диаграмма серий по типам щелочности; породы: 1 – основные, 2 – средние, 3–4 – кислые (3 – граносиениты, 4 – граниты); в – классификационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$; породы: 1 – основные, 2 – средние; 3–4 – кислые (3 – граносиениты, 4 – граниты)

На диаграмме TAS (рис. 2а) точки из монцогаббро-монцодиорит-граносиенит-гранитовой ассоциации пород массива занимают широкую область (50–75 мас. % SiO_2), соответствующую умереннощелочной серии ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ от 4.4 до 10.7 мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от 1.1 до 3.9), и попадают в поля составов патынского и юлинского комплексов. Для основных и средних пород характерен калиево-натриевый тип щелочности, а для кислых пород (в том числе наиболее поздних жильных гранитов) – натриевый тип (рис. 2б, в). Вероятно, соотношение калия и натрия в основных и средних породах нарушены вследствие калишпатизации. Для неизмененных монцодиоритов отмечается натриевый тип щелочности.

С ростом кремнекислотности возрастают содержания щелочей, снижаются содержания CaO , MgO , MnO , суммарного Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 (от 0.8 до 0.2 мас. %), P_2O_5 . Коэффициент глиноземистости составляет 0.1, коэффициент титанистости изменяется в пределах от 6.5 до 16.5, коэффициент железистости – от 47.2 до 83.1. Средний коэффициент агапитности изменяется от 11.1 (в монцодиоритах) до 15.6 (в сиенит-порфирах) и 54.8 (в гранитах). Наблюдаемое с ростом кремнекислотности изменение содержаний петрогенных элементов, а также уменьшение индекса кристаллизации (от 19.5 до 9.3), отражает процесс кристаллизационной дифференциации исходного расплава. Незначительная величина индекса кристаллизации свидетельствует о высокой дифференцированности магмы. Щелочной сериальный индекс Ритмана уменьшается с ростом кремнекислотности (от 22.0 до 17.6), что может быть результатом ассимиляции сиалического материала (Практическая петрология, 2017) и увеличения содержаний SiO_2 . Спектры распределения РЗЭ (редкоземельных элементов) характеризуются средней степенью обогащения легкими РЗЭ относительно тяжелых (рис. 3а), отсутствием европиевой аномалии. С ростом кремнекислотности возрастают степень дифференцированности (среднее La_N/Yb_N отношение изменяется от 11 в монцодиоритах до 14 в кислых породах) и обеднение промежуточными РЗЭ.

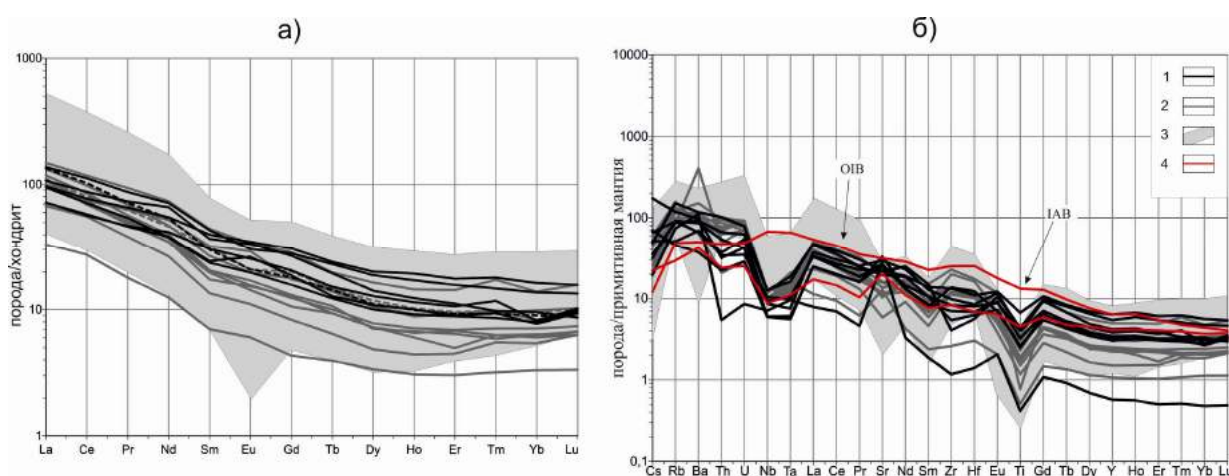


Рис. 3. Распределение редкоземельных (а), редких и редкоземельных (б) элементов в породах Саганахгольского массива (1 – монцодиориты; 2 – кислые породы) и юлинского комплекса (3) (по данным НИЛ геокарт 2013 – 2017 гг). Эталонные спектры – 4

Составы примитивной мантии, хондрита и OIB – по (Sun et al., 1989); состав IAB – по (Kelemen et al., 2003)

Мультиэлементные спектры (рис. 3б) занимают промежуточное положение между эталонными спектрами внутриплитных базальтов (OIB) и островодужных базальтов (IAB). Форма спектров близка к распределению IAB, однако концентрации литофильных и высоkozарядных элементов и легких РЗЭ превышают эталонные. С ростом кремнекислотности пород увеличивается обогащенность литофильными элементами, Zr, Hf, и снижаются содержания Sr, Ti, тяжелых РЗЭ. Таким образом, породы массива составляют непрерывную дифференцированную серию, сформированную в процессе эволюции умереннощелочной (вероятно, базитовой) магмы. Закономер-

ности распределения петрогенных и микроэлементов свидетельствуют об ассимиляции либо контаминации расплава сиалическим материалом. Не исключено, что на состав пород повлияли вмещающие гранитоиды Аскизского плутона.

В настоящее время, согласно серийной легенде (Перфилова и др., 2004; Махлаев и др., 2007), данный массив относится к юлинскому сиенит-граносиенитовому комплексу средне-позднеордовикского (по мнению Г.А. Бабина (Бабин, 2007) – ордовикско-нижнедевонского) возраста (453–455 млн лет). Другими исследователями (Кокодзеев и др., 1965; Геря, 1971) Саганахгольский массив относился к группе среднепалеозойских габбро-сиенитовых интрузий (в настоящее время относящихся к патынскому комплексу), а В.Л. Хомичевым (Хомичев и др., 1999) рассматривался в составе саксырского комплекса. Из сиенит-порфиров Саганахгольского массива, по данным НИЛ Геокарт, получена возрастная U-Pb (SHRIMP-II) датировка 407 ± 4 млн лет. Из граносиенитов получена дискордантная датировка в 397 ± 4 млн лет, что связано с их более поздней интенсивной калишпатизацией. В результате проведенных исследований можно поставить под сомнение принадлежность Саганахгольского массива к юлинскому комплексу и условно отнести Саганахгольский массив к нижнедевонскому патынскому комплексу. Авторами планируются дальнейшие исследования.

Работы выполнены в рамках Государственного контракта №15-4/11 на выполнение работ по геологическому изучению недр «Выполнение геолого-съёмочных работ в пределах листа N-45-XXX (Таштыпская площадь)».

Список литературы

1. Бабин Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000 (второе издание). Серия Кузбасская. Лист N-45-XXIX (Усть-Кабырза). Текст объяснительной записки. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2001а. 324 с.
2. Бабин Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000 (второе издание). Серия Минусинская. Лист N-46-XXV (Аскиз). Текст объяснительной записки. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2001б. 324 с.
3. Бабин Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45 (Новокузнецк). Текст объяснительной записки. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2007. 665 с.
4. Беззубцев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-46 (Абакан). Текст объяснительной записки. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2008. 391 с.
5. Геря В.И. К зональности Аскизского плутона (Кузнецкий Алатау). // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области (краткие тезисы докладов второй конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области). Новосибирск. 1971. С. 107–110.
6. Ильенко С.С. Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории. Томск: Изд-во ТГУ. 1964. 128 с.
7. Кокодзеев И.К., Башилова М.А. Геологическая карта СССР. Серия Минусинская. Лист N-45-XXX (Таштып). Текст объяснительной записки. М.: Недра. 1965. 43 с.
8. Махлаев М.Л. Легенда минусинской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 200 000 (второе издание) / М.Л. Махлаев [и др.]. – Красноярск : ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2007. – 93 с.
9. Перфилова О.Ю. Ордовикская вулcano-плутоническая ассоциация восточного склона Кузнецкого Алатау: автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геолого-минерал. наук 04.00.01. Томск. 1999. 21 с.
10. Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. Ордовикская вулcano-плутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин. // Литосфера. № 3. 2004. с. 137–152.
11. Хомичев В.Л. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Ч. 1. Восточный склон. (Методическое руководство). Новосибирск: СНИИГГиМС. 1975. 176 с.
12. Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Кужельная Е.В. Эталон саксырского габбро-гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск: СНИИГГиМС. 1999. 250 с.
13. Шарпенко Н.Л., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. № 13. 2013. С. 40–50.
14. Шарпенко Л.Н. Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам Госгеолкарт. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2017. 168 с.
15. Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust. Treatise on Geochemistry the Crust. USA: University of Maryland. V. 3. 2003. P. 593–659.
15. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol. Soc. Spec. Publ. № 42. 1989. P. 313–345.

ДВА ТИПА ВЫСОКОДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО БАТОЛИТА: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Конышев А.А.^{1,2}, Чевычелов В.Ю.²

¹Институт геохимии и аналитической химии РАН, icelopa@gmail.com

²Институт экспериментальной минералогии РАН

Введение. В данной работе рассматриваются различия между двумя типами высокодифференцированных топазсодержащих гранитов Салминского батолита: Li-сидерофиллитовыми лейкогранитами (Li-Sdph) и циннвальдитовыми литий-фтористыми (Li-F-Znwl), их петрохимические, текстурные и минералогические особенности. Эти граниты уже рассматривались ранее в литературе как: Li-сидерофиллитовые лейкограниты (Amelin et al., 1997; Neumark et al., 1994), Li-F граниты с циннвальдитом (Маракушев и др., 1991; Павлов, 1991; Граменицкий и др., 1998). Следует отметить, что в большинстве работ их часто объединяют, например, под названием альбит-протолитионитовых гранитов (Larin et al., 1991; Larin, 1991), лейкогранитов и Li-F гранитов (Иващенко и др., 2011, Иващенко и Голубев, 2015), аплитовидных альбитизированных и грейзенизированных гранитов (Хазов, 1973), аплитовидных биотит-мусковитовых альбитизированных и грейзенизированных гранитов (Беляев и Львов, 1981), средне- и мелкозернистых микроклин-альбитовых и альбитовых субщелочных гранитов с протолитионитом (Бескин и др., 1983), топазсодержащих гранитов, названных Li-F (Ларин, 2011). Следует отметить, что разграничения этих видов гранитов по различным признакам ранее в научной литературе не проводилось. Данные исследования призваны внести ясность в этот вопрос.

Геологический очерк. Салминский батолит относится к анортозит-рапакивигранитной формации гранитов А-типа (Ларин, 2011). Батолит расположен в Южной Карелии на восточном берегу Ладожского озера. Его протолитом являются нижнекоровые породы свекофенского времени Карельского кратона (Newmark et al., 1994). Породы батолита представлены широким перечнем пород от габбро и анортозитов до Li-F гранитов, образовавшихся в период 1547–1530 млн лет назад (Amelin et al., 1997). Наиболее ранние гранитные фазы представлены биотит-роговообманковыми гранитами (рапакиви) и биотитовыми гранитами. Рассматриваемые нами два типа высокодифференцированных гранитов имеют разное расположение: Li-Sdph граниты в пределах купола гнейсогранитов Люпикко, а Li-F-Znwl граниты в пределах Уксинского купола гнейсогранитов.

Li-Sdph граниты вскрыты в коренном залегании в щебеночном карьере «Мосавтодор», а их мелкозернистые разности в виде даек можно встретить в обрамлении купола Люпикко, вплоть до Винбергского купола (около карьера Муставаара). Дайки Li-Sdph гранитов в обрамлении куполов имеют мелко- и равномернозернистую структуру, цвет варьирует от розоватого до почти белого.

На карьере «Мосавтодор» в южном борту обнажается верхний контакт Li-Sdph гранитов с породами купола Люпикко. На контакте развита зона штокшайдеров – параллельное чередование аплитовых и пегматоидных разностей (мощностью 3–5 метров). Ниже штокшайдеров отмечается зона вулканических брекчий (не выдержана по площади, мощность не менее метра). На дне карьера обнажаются равномернозернистые граниты лейкократового облика. Над зоной контакта, во вмещающих породах располагаются пегматитовые обособления незначительной мощности и дайки. Пегматиты, дайки и штокшайдеры имеют розовый цвет за счет калиевого полевого шпата. Также в них отмечаются обособления флюорита, в дайках – топаз.

Li-F-Znwl граниты представляют из себя лопполитообразную расслоенную интрузию (Павлов, 1991) расположенную под куполом Люпикко, они вскрыты только бурением и на поверхности представлены в виде даек мощностью от 4 до 80 см. Дайки не выдержаны по текстурно-структурным особенностям и составу. В мелких дайках висячий бок, как правило,

имеет пегматоидную структуру (гигантозернистую), в то время как лежащий – аплитовую. Также встречены дайки без появления гигантозернистости, в таком типе даек лежащий бок обогащен топазом по сравнению с висячим. Крупные дайки мощностью до 80 см имеют закалочные каймы, выраженные в чередовании аплитовидных слоев параллельных контакту, эти каймы обогащены альбитом или калиевым полевым шпатом. В слюдах от контакта к центру дайки на расстоянии 2.5 см наблюдается уменьшение количества Fe (от 13 до 11 мас. %), возрастание содержания F (от 4 до 6.5 мас. %), выходящего на плато. Также неравномерно и распределение слюды – от полного отсутствия в слое, до слоев, обогащенных слюдой, причем обогащаются как альбитовые, так и КПШ слои.

Признаки отличия двух типов высокодифференцированных гранитов. Макроскопически (если не брать для сравнения пегматоидные разности) эти два типа гранита отличаются выделениями слюды. В Li-Sdph гранитах слюды имеют вытянутый облик, нередко достигая длины отдельных выделений до 1.5–2 см, в то время как в Li-F-Znwl гранитах, как правило, выделения слюды имеют меньшие размеры, а форма этих выделений неправильная. В Li-F-Znwl гранитах значительно больше топаза, его количество часто превышает 5 мас. % в породе (до 15% согласно Граменицкий и др., 1998), в Li-Sdph гранитах топаз находится в виде единичных зерен. Также в Li-F-Znwl гранитах топазы насыщены игловидными кристаллами колумбита, видимыми невооруженным глазом.

В Li-Sdph гранитах, как уже было сказано выше, слюда представлена Li-сидерофиллитом, содержащим 2.4–3.1 мас. % F и 0.1–0.2 мас. % Cl. В Li-F-Znwl гранитах – это циннвальдит с 5.3–6.4 мас. % F, 0.01–0.02 мас. % Cl по данным WDS. Отношение F/Cl в этих слюдах составляет соответственно 18.3 и 390. Для биотит-роговообманковых гранитов отношение F/Cl в слюдах, по нашим данным, существенно ниже – 1.6, а для биотитовых гранитов – 3–3.4.

Локально (избегая включения тантало-ниобиевых минералов), методом LA-ICP-MS определены содержания Ta и Nb в слюдах, которые в среднем составляют 166 и 788 ppm для Li-Sdph гранитов и 164 и 213 ppm для Li-F-Znwl гранитов. Таким образом, Nb/Ta отношение в слюдах из Li-Sdph гранитов – 4.7, а в слюдах Li-F-Znwl гранитов – 1.3. Следует отметить, что в Li-Sdph гранитах основная часть Ta и Nb сконцентрирована в слюдах, в то время как в Li-F-Znwl гранитах эти металлы концентрируются, главным образом, в колумбите. В Li-Sdph гранитах отношение содержания Ta в слюде к общему Ta в породе составляет около 10, то же самое для Nb около 11. В Li-F-Znwl гранитах эти отношения намного меньше и составляют 3.4 и 2, соответственно.

В результате кристаллизационной дифференциации, Li-F-Znwl граниты обогащаются по сравнению с Li-Sdph такими элементами, как Li, Rb, F: Li в среднем 431 ppm (от 78 до 1030), Rb в среднем 913 ppm (от 472 до 1600), F в среднем 0.8 мас. % (от 0.21 до 1.49). Для Li-Sdph эти значения будут: Li в среднем 178 ppm (от 26 до 356), Rb в среднем 552 ppm (от 404 до 675), F в среднем 0.36 мас. % (от 0.1 до 0.76).

K/Rb отношение у Li-Sdph гранитов в среднем 62 (50–78), в то время как у Li-F-Znwl гранитов значительно ниже – 38 (26–78).

Zr/Hf отношение, показывающее степень кристаллизационной дифференциации (Zaraisky et. al., 2008), в целом, у Li-Sdph гранитов выше (от 7.9 до 13), в то время как у Li-F-Znwl гранитов (от 7.8 до 5.3), но следует отметить что для образца Li-F-Znwl гранитов №403-13 (Ларин, 2011) из скважины 413, глубина не менее 300 метров это значение составляет 13.3. Т. е., возможно, более глубинные части Li-F-Znwl гранитов имеют более высокие Zr/Hf отношения. Зависимость отношения Nb/Ta от Zr/Hf показана на рис. 1.

Содержания Eu в Li-Sdph и Li-F-Znwl гранитах практически одинаковы: 0.1 и 0.098 ppm, соответственно.

Li-Sdph граниты отличаются от Li-F-Znwl существенно меньшими содержаниями таких элементов-показателей степени дифференциации, как Ba и Sr. Зависимость содержания Ba от Sr показана на рис. 2.

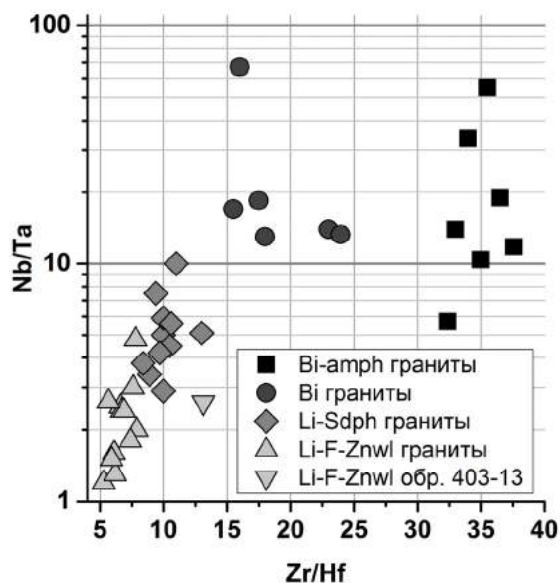


Рис. 1. Зависимость Nb/Ta отношения в кислых породах Салминского батолита от Zr/Hf

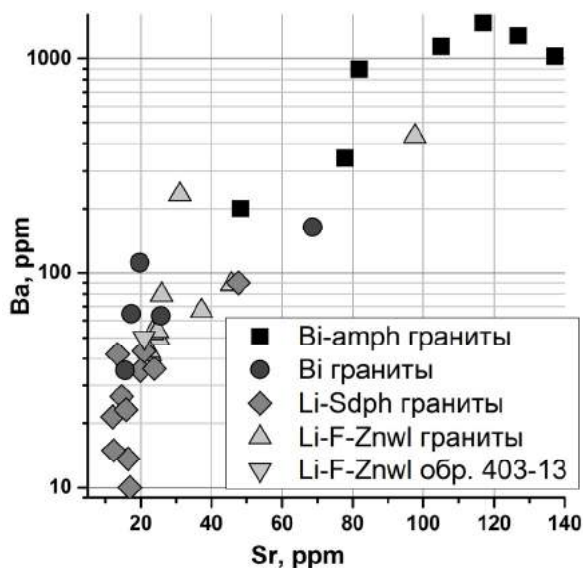


Рис. 2. Зависимость содержания Rb от содержания Sr в кислых породах Салминского батолита

Y/No отношение для Li-Sdph гранитов не отличается от всех исследованных гранитов (27–30) и практически совпадает с Y/No отношением в хондритах (≈ 29), и только для Li-F-Znwl гранитов оно вдвое ниже (≈ 15.5). Изменение отношения связано, главным образом, с выносом иттрия, что может свидетельствовать об участии фторидных расплавов при дифференциации богатых фтором кислых силикатных магм (Veksler, 2005; Перетяжко и Савина, 2010; Граменицкий и Щекина, 2005).

На рис. 3 показаны спектры REE, нормированные на хондрит (Andres and Grevesse, 1989). На графике видно, что Li-F-Znwl граниты заметно обеднены всеми REE относительно Li-Sdph гранитов, исключая только Eu. Приведенный нами характерный спектр REE для Li-F-Znwl гранитов практически идентичен, как приведенному спектру Li-F гранитов (образец 403-13) с глубины более 300 м под Уксинским куполом по данным (Ларин, 2011), так и спектрам REE для фанерозойских Li-F гранитов и онгонитов по данным (Коваленко и др., 1983).

Выводы. Среди высокодифференцированных гранитов Салминского батолита выделяются Li-сидерофиллитовые топазсодержащие и Li-F топаз-циннвальдитовые граниты, которые различаются по своим минералогическим, геохимическим и морфологическим особенностям. Следует подчеркнуть, что Li-сидерофиллитовые граниты четко укладываются в общий тренд эволюции гранитов Салминского батолита, а генезис Li-F циннвальдитовых гранитов, по-видимому, связан с активным привносом компонентов, в первую очередь F и Li, уменьшением роли Cl во флюиде.

Работа финансово поддержана РФФИ, гранты № 18-05-01101-А и 18-05-01001-А.

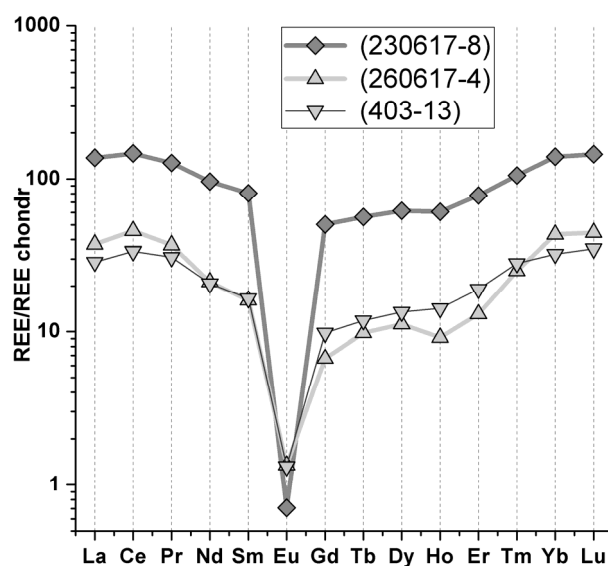


Рис. 3. Характерные, нормированные к содержаниям в хондритах по (Andres and Grevesse, 1989) спектры REE Li-Sdph и Li-F-Znwl гранитов Салминского батолита

Список литературы

1. Беляев А.М., Львов Б.К. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Салминского массива // Вестник ЛГУ. № 6. 1981. С. 15–24.
2. Бескин С.М., Лишневский Э.Н., Диденко М.И. Строение Питкярантского гранитного массива в Северном Приладожье (Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 3. С. 19–26.
3. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Ключарева С.М. Редкометальные литий-фтористые граниты Уксинского массива и их место в формировании Салминского плутона // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 1998. № 1. С. 41–49.
4. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы // Изд. «Наука». С-Петербург. 2011. 402 с.
5. Маракушев А.А., Хазов Р.А., Шаповалов Ю.Б., Безмен Н.И., Павлов Г.М. Природа расслоенности литий-фтористых гранитов. // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 3. С. 695–699.
6. Павлов Г.М. Расслоенность в малоглубинной интрузии редкометальных литий-фтористых гранитов Северного Приладожья. // Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ. 1991. 28 с.
7. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгоцитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 10. С. 1423–1442.
8. Коваленко В.И., Коваль П.В., Конусова В.В., Смирнова Е.В., Балашов Ю.А. К геохимии редкоземельных элементов в интрузивных породах известково-щелочной серии // Геохимия. 1983. № 2. С. 172–188.
9. Иващенко В.И., Валкама М., Сундблад К., Голубев А.И., Алексеев В.Ю. Новые данные по минералогии и металлогении скарнов Питкярантского рудного района // ДАН. Геохимия. 2011. Том 440. № 2. С. 229–233.
10. Иващенко В.И., Голубев А.И. Новые аспекты минералогии и металлогении Питкярантского рудного района // Труды КарНЦ РАН. 2005. № 7. С. 127–148.
11. Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья // Л., 1973. 87 с.
12. Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353–368.
13. Andres E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochimica et Cosmochimica acta. 1989. vol 53. P. 197–214.
14. Larin A., Beljaev A., Stepanov K. Geological setting of the Salmi batholith // In: Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia. Eds.: Haapala I, Ramo O.T., Salonsaari P.T. Geol. Surv. Finl. Guide 33. 1991. P. 6–7.
15. Larin A. Ore mineralization // In: Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia. Eds.: Haapala I, Ramo O.T., Salonsaari P.T. Geol. Surv. Finl. Guide 33. 1991. P. 19–34.
16. Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineral. Petrol. 1994. V. 50. P. 173–193.
17. Veksler V.I., Dorfman A.M., Kamenetsky M., Dulski P., Dingwell D.B. Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69. No. 11. P. 2847–2860.
18. Zarausky G.P., Aksyuk A.M., Devyatova V.N., Udoratina O.V., Chevychelov V.Yu. Zr/Hf ratio as an indicator of fractionation of rare-metal granites by the example of the Kukulbei complex, Eastern Transbaikalia // Petrology. 2008. Vol.16. No. 7. P. 710–736.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Nd В ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛАХ ГЛАВНЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПОРОД МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (СЕВЕРО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Кунаккузин Е.Л., Серов П.А., Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Нерович Л.И.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Анатумы, kunakkuzin@geoksc.apatity.ru

Массив Мончетундра расположен в северо-восточной части Фенноскандинавского щита и является юго-восточным отрогом крупного базитового интрузива Главный хребет. Геологическое строение массива можно разделить на несколько частей. Нижняя часть массива, вскрытая преимущественно структурными и поисковыми скважинами при проведении работ на обнаружение благороднометалльного оруденения, включает норит-ортопироксенитовую, ритмично-расслоенную и ультраосновную зоны (Расслоенные интрузии..., ч. 1, 2004; Люлько, 2009; Нерович и др., 2009). Верхняя часть массива сложена породами основного состава, различающи-

мися по соотношению главных породообразующих минералов, текстурно-структурными признаками и возрастами формирования, определенными U-Pb методом по циркону и бадделеиту (рис. 1). Вверх по разрезу выделяются: метагабброиды, трахитоидные габбронориты, массивные лейкогаббронориты и габбро, лейкотроктолиты, пегматоидные габбро. Породы массива секутся дайками долеритов различного генезиса (Нерович и др., 2014) и меланократовых троктолитов-гарризитов (Борисенко, 2015).

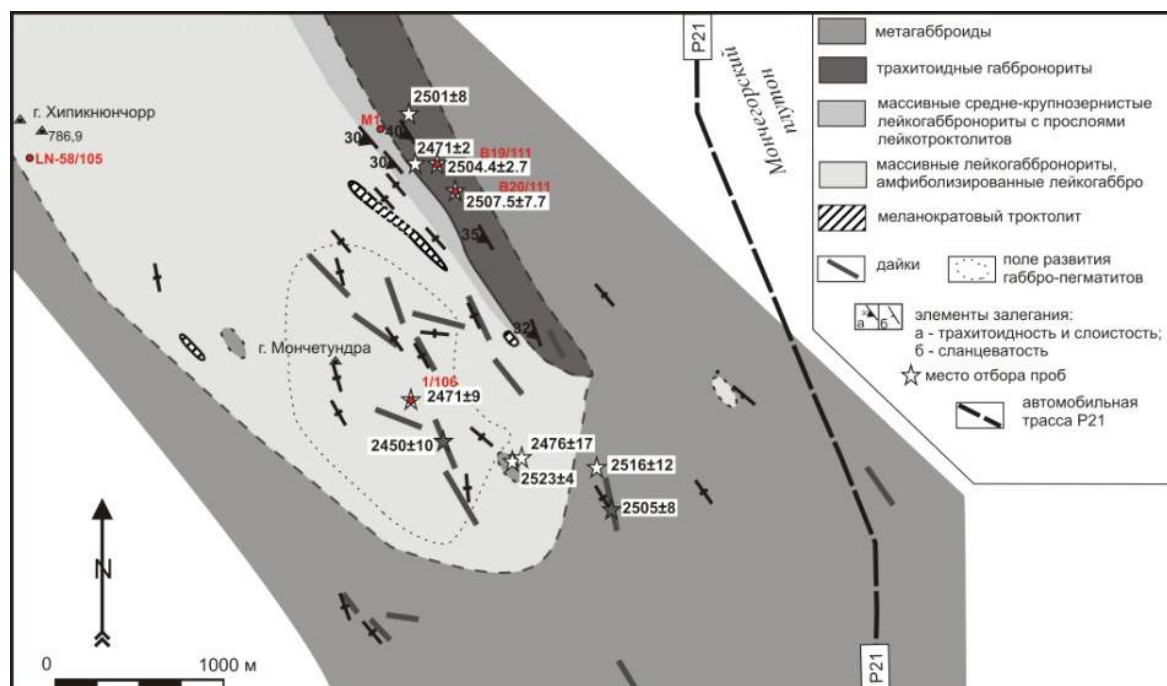


Рис. 1. Схема геологического строения юго-восточной части массива Мончетундра (Борисенко и др., 2015). Красными точками отмечены места отбора проб для изучения Sm-Nd изотопным методом

Для проведения изотопно-геохимических Sm-Nd исследований минералов из пород верхней части массива Мончетундра в пределах юго-восточного склона были отобраны штучные пробы из трахитоидных габброноритов (пробы B19/111 и B20/111) и массивных лейкогабброноритов (пробы 1/106 и LN-58/105) весом около 20 килограммов. Для изучения минералов из пород нижней части массива была отобрана проба из ядра норит-ортопироксенитовой зоны скважины M1. С целью выделения монофракций породообразующих минералов (плагноклаз, орто- и клинопироксены), смеси фракций и навески породы в целом (WR) пробы были подвержены сепарационным процедурам в Лаборатории сепарации вещества и первичной обработки проб №46 Геологического Института КНЦ РАН (зав. лаб. Л.И. Коваль), методика подробно описана в работе (Баянова, 2004). Дальнейшие химические и масс-спектрометрические процедуры с навесками проб были проведены в Лаборатории геохронологии и геохимии изотопов № 29 Геологического института КНЦ РАН (зав. лаб. д.г.-м.н. Т.Б. Баянова). Химическое разложение минералов было выполнено из навески массой 50–100 мг, к которой добавлялось соответствующее количество раствора смешанного трассера ^{149}Sm - ^{150}Nd . Затем навеску обрабатывали концентрированной плавиковой кислотой (5–10 мл) и выдерживали 1.5–2 часа при комнатной температуре. Далее навеску помещали в тефлоновый вкладыш автоклава и проводили разложение в сушильном шкафу при температуре 170 °C в течении нескольких часов. После разложения выпаривали досуха HF и образовавшиеся фториды переводили в хлориды путем упаривания образца 2–3 раза в 4.5-6N HCl. Сухой остаток растворяли в 1мл 2.3N HCl и загружали на первую хроматографическую колонку с катионитом Dowex 50W-8 (200-400 меш). Эта колонка используется для выделения суммы РЗЭ с применением ступенчатого элюирования 2.3 и 4.5N HCl. Выделенную фракцию РЗЭ выпарива-

ли досуха, растворяли в 0.1N HCl и загружали на вторую колонку с ионитом HDEHP на твердом носителе KEL-F. Отобранные фракции Sm и Nd выпаривали, после чего они уже были готовы для последующего масс-спектрометрического анализа.

Измерения изотопного состава неодаима и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент.

Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512090 ± 13 (N=9). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ соотношениях составляет 0.3% (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR-2 (Raczek et al., 2003). Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе – до 0.006%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd 0.5%, для минералов с низкими содержаниями (доли ppm) – до $\pm 10\%$. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNdi-1=0.512115 (Tanaka et al., 2000).

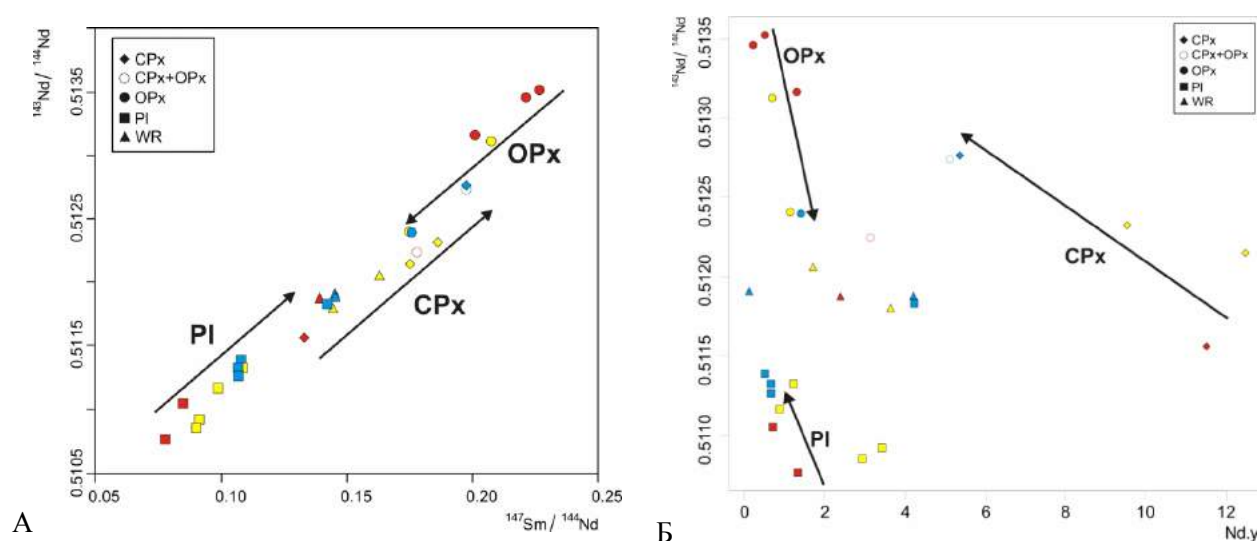


Рис. 2. Изотопные Sm-Nd данные для минералов из пород массива Мончетундра

Разными цветами отмечены данные по минералам из пород: красный – нориты-ортопироксениты из скв. М1; желтый – трахитоидные габбронориты; синий – массивные габбронориты

По результатам изотопных Sm-Nd измерений были получены новые данные для минералов и пород в целом (WR). Ортопироксены нижних частей разреза массива имеют самые высокие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при низких концентрациях Nd в целом. Вверх по разрезу концентрации Nd в ортопироксенах увеличиваются, а отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ уменьшается, так же как и отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 2). В плагиоклазах и клинопироксенах наблюдается обратная корреляция: увеличение отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ идет от нижних частей разреза к верхним с уменьшением в минералах концентраций Nd. При этом можно отметить, что изотопные составы Nd по породам в целом для изучаемых проб схожи (рис. 2). Принимая во внимание разный возраст формирования пород массива, можно предположить, что более поздние интрузивные фазы обогащались литофильными элементами в процессе эволюции мантийного источника, что находит отражение в изотопном составе Nd в пороодообразующих минералах.

Авторы выражают благодарность за проведение сепарационных процедур зав. лаб. № 46 ГИ КНЦ РАН Коваль Л.И. и Смолькину В.Ф. за предоставление ценного материала из керна скважины М1.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов №18-35-00152, №18-05-70082.

Список литературы

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
2. Борисенко Е.С. Гарризиты – горные породы комплекса даек Мончетундры // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2015. № 12, с. 80–83.
3. Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Кунакузин Е.Л. Палеопротерозойский базитовый массив Мончетундра (Кольский п-ов): новые геологические и геохронологические данные // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465. № 1. С. 68–72.
4. Люлько М.С. Геологическое строение участка Лойпишнюн Мончетундровского массива // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2009. № 6, с. 180–183.
5. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А., Екимова Н.А. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончетундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 461–477.
6. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А., Елизаров Д.В. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований // Геохимия, 2014, № 7, с. 1–21.
7. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1. Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2004. – 177 с.
8. Raczek I., K. P. Jochum, A. W. Hofmann. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses // Geostandards and Geoanalytical Research. 2003. V. 27. p. 173–79.
9. T. Tanaka, S. Togashi, H. Kamioka, H. Amakawa, . Kagami, T. Hamamoto, M. Yuhara, Y. Orihashi, S. Yoneda, H. Shimizu, T. Kunimaru, K. Takahashi, T. Yanagi, T. Nakano, H. Fujimaki, R. Shinjo, Y. Asahara, M. Tanimizu, C. Dragusanu. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // Chemical Geology. 2000. V. 168. p. 279–281.

КСЕНОЛИТЫ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДАЙКАХ о. ИЗБНАЯ ЛУДА (ГРИДИНСКАЯ ЗОНА МЕЛАНЖА, БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Лезжов А.М.

Петрозаводский государственный университет, Arsenylez@gmail.com

Введение. Беломорская провинция располагается между Карельским кратоном и Кольской провинцией и представляет собой сложную складчатую структуру, сложенную глубоко метаморфизованными комплексами. Гридинская зона меланжа – одно из структурных подразделений Беломорской провинции. Находка эклогитов (Володичев, 1990) на этой территории привлекла внимание многих исследователей и вызвала жаркую научную дискуссию об их возрасте.

Собственно зона архейского эклогитсодержащего меланжа состоит из трех составляющих (Слабунов, 2008). Во-первых, это – породы матрикса, преимущественно плагиогнейсограниты и биотит-амфиболовые гнейсы. Во-вторых, в матриксе присутствует обломочная составляющая, представленная амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, эклогитами, кианитовыми эклогитами и цоизитами, которые формируют участки и вытянутые полосы. В-третьих, здесь присутствуют рои даек, представленные палеопротерозойскими габбро (Babarina и др., 2015), жестко секущие архейские меланжированные комплексы. Габброиды в дайках местами тоже эклогитизированы, что повышает актуальность проводимых исследований.

О. Избная Луда интересен тем, что, при прекрасной обнаженности, на острове широко развиты дайковые тела различных интрузивных комплексов, что позволяет более детально изучать их взаимоотношения, условия внедрения и преобразования (Травин и др., 2005).

Целью данного исследования являлось моделирование механизма образования ксенолитов в палеопротерозойских дайках и тектоно-термальных условий их метаморфических изменений. В ходе работы решались задачи по изучению структурной позиции даек, механизма попадания

в них ксенолитов, особенностей петрографии пород, а также были определены РТ параметры метаморфических преобразований в ксенолитах и вмещающих дайки гнейсах.

Автором изучались дайки центрального домена на северном берегу острова. По геологическим данным, минеральному и химическому составу (в мас. %: $\text{SiO}_2 = 49.54$, $\text{TiO}_2 = 0.78$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6.97$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2.16$, $\text{FeO} = 10.63$, $\text{MnO} = 0.197$, $\text{MgO} = 19.33$, $\text{CaO} = 7.27$, $\text{Na}_2\text{O} = 1.30$, $\text{K}_2\text{O} = 0.69$, $\text{H}_2\text{O} = 0.18$, ппп = 0.52, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.15$), они коррелируют с комплексом лерцолитов-габброноритов (возраст: 2.45 млрд лет) и характеризуются высокой магнезиальностью. При таком содержании магния вполне возможно присутствие в породах оливина, но при петрографических исследованиях, он не зафиксирован. Дайки ориентированы в субмеридиональном направлении и характеризуются субвертикальными залеганиями (от 75° до 90° , с падением преимущественно к западу). Они отличаются хорошей сохранностью и интрузивными контактами, иногда с четко выраженными зонами закалки и тонкими протяженными апофизами. Мощность тел от десятков сантиметров до первых метров. Важно отметить, что в дайках габброноритов нередко хорошо сохраняются магматические структуры и минералы.

Полевые наблюдения указывают на значительную сдвиговую компоненту при внедрении даек. Блоки вмещающих пород, даже у контактов не крупных (до первых десятков см) даек, могут сдвигаться в горизонтальной плоскости почти до метра. Все более или менее надежно зафиксированные смещения по телам изученных даек отвечают правосторонним сдвигам. Несомненно, сдвиговые деформации способствовали попаданию вмещающих пород в дайковые полости и образованию ксенолитов.

Вмещающие дайки породы (матрикс меланжа) представляют собой интенсивно деформированные, переслаивающиеся мигматизированные гнейсы различного состава, от лейкоамфиболитов и апотоналитов, до микроклин-плагиоклазовых гнейсогранитов. Местами они содержат полосы пород насыщенных включениями амфиболитов, амфиболовых гнейсов и эклогитизированных апобазитов. На рассматриваемых объектах вмещающим дайки породам присущи субширотные простирания и крутые падения.

В телах даек нередко фиксируются ксенолиты (размером от первых, до нескольких десятков сантиметров) вмещающих пород, пространственно тяготеющие к их эндоконтактам. Они ориентированы, как правило, вдоль границ интрузивных тел. В более крупных дайковых телах, к участкам распространения ксенолитов, приурочены области амфиболизации. Макроскопически облик пород в относительно крупных угловатых ксенолитах мало отличается от облика вмещающих пород, имея те же структурно-текстурные особенности, а иногда и близкое направление гнейсовидности, что свидетельствует о том, что породы ксенолитов испытали очень незначительные перемещения и являются почти автохтонными образованиями. Мелкие ксенолиты имеют округлую форму в горизонтальной плоскости и вытянутую в вертикальной плоскости, они «подплавлены» и утрачивают текстурный облик первичной породы. Иногда в эндоконтактных областях дайковых тел можно наблюдать более лейкократовые, по сравнению с габбро, вытянутые или жиллообразные обособления, которые, возможно, являлись когда-то ксенолитами.

Один из изучаемых объектов, где рассматривались соотношения дайки с вмещающими гнейсами, показан на (рис. 1). В приконтактной части дайки, можно заметить «Затекание» лейкократовой части гнейсогранитов в тело дайки. При этом порода, частично, завлечена в тело.

На основании полевых наблюдений можно предположить следующую модель образования ксенолитов. Значительную роль здесь играли апофизы. Под воздействием температуры магмы, вмещающие породы в экзоконтактах испытывали частичное плавление и стали более пластичными. При этом магма продолжала внедряться, из-за этого повысилось давление на вмещающие породы от дайки, а также ее апофиз. В результате этого, вмещающая порода начала «вдавливаться» из области между дайкой и апофизом в тело дайки. В какой-то момент, за счет сдвиговых движений апофиз схлопнулся, а остатки вмещающей породы образовали ксенолиты.



Рис. 1. Взаимоотношение тела дайки и вмещающих пород (рисунок автора)

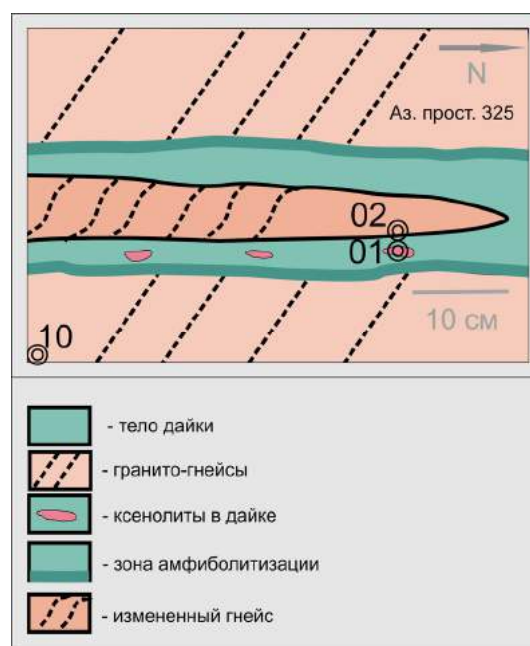


Рис. 2. Нахождение ксенолитов в дайке (рисунок автора)

Микроскопически вмещающие породы представляют собой среднезернистый клинопироксеносодержащий Grt-Am-Bt¹-гнейс. Структура породы – лепидогранобластовая, текстура – гнейсовидная. Кроме того, здесь встречаются небольшие зерна клинопироксена. Вторичные и акцессорные минералы представлены калиевым полевым шпатом, апатитом, цирконом, магнетитом.

Породы ксенолита испытали значительные изменения за счет тепла дайки, но, несмотря на это, в них сохраняются округлые или вытянутые реликтовые участки, сохраняющие и минеральный состав, и структурно-текстурные особенности исходной породы. Это тот же клинопироксеносодержащий Grt-Am-Bt гнейс. Другой тип областей состоит из более крупных зерен кварца и полевого шпата. На основании изучения шлифов можно предположить, что порода ксенолита подверглась частичному плавлению, а при последующей кристаллизации формировались более крупные ксеноморфные зерна легкоплавких лейкократовых минералов.

Химический состав минералов определялся с помощью электронного микроскопа Tescan с оксфордской приставкой INKA (ИГ КарНЦ РАН, аналитик Терновой А.Н.). Для сравнения условий образования и особенностей состава минералов, были проанализированы три образца (рис. 2): из вмещающих гнейсогранитов (Л1733-10), из пород в зоне расхождения даек (Л1733-02), а также из ксенолита (Л1733-01).

Плагиоклазы во всех образцах относятся к кислым разновидностям и определены как олигоклазы, но в направлении от вмещающих гнейсов к ксенолитам, их основность падает. Процентное содержание анортитового компонента во вмещающих породах в среднем соответствует 29%, в зоне расхождения даек – 19%, а в ксенолитах – 17%.

Других заметных изменений в составе минералов из вмещающих гнейсов и ксенолитов не зафиксировано.

Проанализированные гранаты из пород ксенолита отличаются слабовыраженной зональностью, с незначительными колебаниями минерального состава от центра, к периферии зерен.

Наличие однотипных пород в дайках и в раме позволяет более четко определять различия в параметрах метаморфических изменений в дайках, относительно рамы.

¹ Принятые в тексте символы минералов: Am – амфибол, Bt – биотит, Cpx – клинопироксен, Grt – гранат, Qtz – кварц, Pl – плагиоклаз.

Кроме того по минеральной ассоциации Sprx-Grt-Pl-Qtz были определены параметры температуры и давления во вмещающей породе и ксенолите. По предварительным данным РТ-параметры метаморфических преобразований в ксенолите температура: 725 °С, давление: 11.5 kb. Во вмещающих породах – температура: 650 °С, давление: 7 kb.

Т. е. давление в ксенолитах увеличилось в сравнении с вмещающими породами, в момент образования этих минеральных ассоциаций.

Таким образом, в результате проведенных исследований, была подтверждена приуроченность изученных даек к комплексу лерцолитов-габброноритов, выявлена связь магматизма со сдвиговыми деформациями и формированием ксенолитов вмещающих пород. Породы ксенолитов подвергались значительным температурным преобразованиям при попадании в тело дайки, которые позволяют оценить РТ-параметры на поздне- и постмагматических стадиях.

Список литературы

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., 1990. 248 с.
2. Слабунов А.И. Геология и геодинамика Архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 295 с.
3. Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А. Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 40–49.
4. Babarina I.I., Sibelev O.S. Deformation events in the Gridino zone, Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Relationships between mafic dike swarms and eclogite-bearing mélange // International Geology Review, 2015, V. 57.

ЛИТОГЕОХИМИЯ КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КАРУЯРВИНСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ (ПОЛУОСТРОВ СРЕДНИЙ)

Михайленко Ю.В.

Ухтинский государственный технический университет, yulia-v-m@mail.ru

Карбонатно-терригенная каруярвинская свита завершает разрез кильдинской серии на п-ове Средний (северное побережье Кольского полуострова). Она сложена ритмично переслаивающимися пестроцветными (от красных до зеленовато-серых, желтовато-серых) песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами и темно-серыми доломитами. Доломиты включают пластовые строматолиты. Видимая мощность изученного разреза свиты по полевым наблюдениям составляет не менее 70 м (Михайленко, 2015). На пестроцветах каруярвинской свиты с угловым несогласием залегают кукяканские фосфоритоносные конгломерато-брекчии с крупными обломками (0.2–1.0 м) подстилающих пород, в том числе и с красноцветной галькой алевролитов и аргиллитов (Любцов и др., 1990). По мнению автора, каруярвинская свита представляет собой важный маркирующий горизонт на севере Кольского п-ова. Подробное описание литологических типов пород сделано автором ранее (Михайленко, 2015), в данной работе будет уделено внимание их литогеохимической характеристике.

Для систематизации химического состава осадочных пород каруярвинской свиты (19 образцов) с использованием «Стандарта ЮК» (Юдович, Кетрис, 2000) были рассчитаны петрохимические модули – гидролизатный модуль (ГМ); титановый модуль (ТМ); железный модуль (ЖМ); фемический модуль (ФМ); модуль нормированной щелочности (НKM); алюмокремниевый модуль (АМ); щелочной модуль (ЩМ); закисный модуль (ЗМ). Методом ICP–MS в породах проанализировано содержание некоторых элементов-примесей, выполнены геодинамические реконструкции.

На модульной диаграмме, построенной в координатах $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ –ГМ, на которую нанесены составы пород каруярвинской свиты, изученная совокупность проб распадается на четыре кластера и три индивидуальных состава, не поддающихся усреднению в кластерах.

В кластер I вошли тонкозернистые полевошпат-кварцевые и аркозовые песчаники, аттестуемые как псевдосилиты ($\text{MgO} > 3\%$), отличающиеся минимальным значением гидролизатного модуля (0.19), железного модуля (0.38), алюмокремнистого модуля (0.13) и суммы щелочей среди терригенных пород свиты. Породы отличаются повышенным щелочным модулем (0.41), который указывает на присутствие полевых шпатов, а также повышенным закисным модулем (2.45), что обусловлено присутствием пирита.

В кластеры II и III вошли щелочные ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 5\text{--}8\%$) миосилиты (алевролиты с карбонатно-глинистым цементом) и щелочные псевдосилиты (известковистые алевролитистые аргиллиты). Породы этих кластеров отличаются от песчаников повышенным значением гидролизатного модуля (0.27–0.37), фемического модуля (0.12–0.18), алюмокремниевого модуля (0.18–0.25) и пониженным значением модуля нормированной щелочности (0.40–0.49) и щелочного модуля (0.17–0.20). Все эти изменения по сравнению с породами кластера I согласуются с минеральным составом пород – количество обломочного материала в ряду песчаник–алевролит–аргиллит снижается, начинает преобладать доля глинистых минералов. В псевдосилитах носителем магния являются хлорит и доломит.

В кластер IV вошли карбонатные породы – алевролитистые строматолитовые доломиты, аттестуемые как карбонатолиты. Породы отличаются повышенным значением титанового модуля (0.068), железного модуля (0.65), фемического модуля (0.62), закисного модуля (3.20) и пониженным значением суммы щелочей (1.72%). Повышенный железный модуль обусловлен более высоким, чем в терригенных породах, содержанием MnO (0.15–0.48%) и присутствием сульфидного железа (последний подтвержден результатами изучения шлифов). Повышенный фемический модуль карбонатов определяется содержанием доломита ($\text{MgO} = 9.57\text{--}11.59\%$), повышенный закисный модуль – содержанием пирита, а пониженное значение щелочей – уменьшением доли обломочного материала.

Наличие для всей выборки химических анализов тонкозернистых терригенных пород каруярвинской свиты положительной корреляции между титановым и железным модулями, с одной стороны, и отрицательной между модулями общей щелочности и гидролизатным модулем, с другой, указывают на петрогенный характер тонкой алюмосиликокластики (Юдович, Кетрис, 2000). Преобладание пород со значениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0.33–0.4) также позволяет считать, что значительная часть тонкозернистой алюмосиликокластики имеет петрогенную природу. При этом титановый модуль песчаников ниже (0.045–0.050), чем алевролитов (0.055–0.061), что характерно для петрогенных пород и является отражением кислого петрофонда.

Фигуративные точки на диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988) локализованы в трех полях: кварцевые арениты, аркозы и вакки. По-видимому, первичноглинистые породы свиты попали в поле вакков в связи с примесью обломочного материала (иногда $> 20\%$) и повышенным содержанием MgO и FeO, обусловленным обогащенностью хлоритового матрикса железом и присутствием доломита в цементе.

На диаграмме НКМ–ФМ (Юдович, Кетрис, 2000) все фигуративные точки составов отложений каруярвинской свиты расположены в поле VI, соответствующем гидрослюдистым глинистым породам с примесью тонкодисперсного полевого шпата.

Индекс химического выветривания CIA ($\text{CIA} = 100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, где CaO – некарбонатный CaO) – показатель климата в области размыва (Nesbitt, Young, 1982), для отложений кильдинской и волоковой серий скачкообразно изменялся вверх по разрезу: сначала увеличение от 68 (пряярвинская свита) до 72 (поропелонская свита), затем снижение до 67 (землепахтинская свита) с последующим повышением до 71 (каруярвинская свита) и вновь понижением до 66 для волоковой серии. Это указывает на то, что в позднем рифее в бассейн осадконакопления поступал материал, в различной степени преобразованный процессами химического выветривания на водосборах преимущественно в условиях аридного и/или семиаридного климата.

Изучение средних концентраций рассеянных элементов во всех литологических типах пород каруярвинской свиты п-ова Средний показало, что терригенным породам свойственны бо-

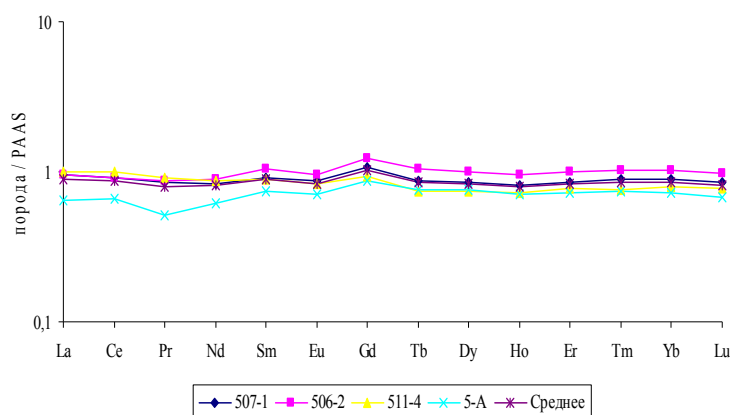


Рис. 1. Нормированное по ПААС содержание РЗЭ в глинистых породах каруярвинской свиты

ках и доломитах до 177 г/т в глинистых породах. Среднее суммарное содержание РЗЭ в глинистых породах каруярвинской свиты составляет 160 ± 25 г/т. Для ПААС (постархейский австралийский глинистый сланец) этот параметр равен 185 г/т. Если основываться на среднем значении $(La/Yb)_{PAAS}$, равном 1.03, то в целом распределение нормированных на ПААС содержаний РЗЭ в глинистых породах представляется как достаточно «плоское» (рис. 1), при незначительном обогащении тяжелыми РЗЭ $[(Gd/Yb)_{PAAS} = 1.20]$. Европиевая аномалия отрицательная и весьма незначительная $[(Eu/Eu^*)_{PAAS_{Среднее}} = 0.87]$. Цериевая аномалия практически не проявлена $Ce/Ce^* [= Ce_N / 0.5 \times (La_N + Pr_N)] = 1.05$. Отношение легких РЗЭ к тяжелым $(LREE/HREE)$ изменяется от 11 до 15 (для ПААС этот параметр равен 12.43).

Мерой соотношения кислых и основных пород в источниках сноса выступает вид спектра распределения РЗЭ в глинистых сланцах и аргиллитах (содержание РЗЭ в г/т делят в этом случае на содержание РЗЭ в хондрите). Для глинистых пород каруярвинской свиты характерны следующие значения: $(La/Yb)_N = 9.12$, $(La/Sm)_N = 4.19$, $(Gd/Yb)_N = 0.61$, $Eu/Eu^* = 0.56$. Таким образом, нормированные на ПААС и хондрит спектры распределения РЗЭ в глинистых породах каруярвинской свиты позволяют предположить, что в областях размыва преобладали кислые магматические образования. При этом не следует забывать, что в породах каруярвинской свиты установлены повышенные концентрации Cr (140–343 г/т), которые указывают на присутствие в области палеоводосбора основных/ультраосновных магматических образований.

Автором для п-овов Средний и Рыбачий (последний располагается к северо-востоку от п-ова Средний и соединяется с ним перешейком) была предпринята попытка разграничить палеоводосборы по возрасту пород в источниках сноса при помощи диаграммы $(La/Yb)_N - (Yb)_N$ (Martin, 1986). Все изученные отложения п-ова Средний (включая отложения каруярвинской свиты) группируются преимущественно в поле перекрытия, отвечающего архейской тоналит-трондьемит-гранитной ассоциации и постархейским гранитоидам с уклоном ко вторым. Полученные результаты согласуются с результатами датирования детритных цирконов из верхней части разреза каруярвинской свиты (Михайленко и др., 2016).

Одним из эффективных методов реконструкции состава пород водосбора является анализ соотношения в глинистых сланцах и аргиллитах малых элементов, типичных для пород кислого и основного состава. Последнее может быть выполнено на базе рассмотрения значений различных геохимических коэффициентов, таких как La/Sc , La/Co , Th/Sc , Th/Co и др. (Маслов, 2005). Автором была предпринята попытка рассчитать некоторые геохимические коэффициенты и сравнить их с установленными средними значениями в различных типах магматических пород, опубликованными в литературе (Интерпретация..., 2001). Так, полученные по глинистым породам каруярвинской свиты значения отношений Th/Cr (0.02–0.07), Cr/Zr (1.24–3.21), Co/Ni (0.21–0.67), Cr/V (1.26–6.46), V/Ni (1.33–2.75), Cr/Ni (3.46–13.86) свидетельствуют о присутствии в об-

лее высокие концентрации Ni, Co, Ti, Cr, Rb, Zr, Ba, а карбонатным – Cu, Mn и Ba, при относительно высоком содержании также Cr, Ni и Co. Содержание таких рассеянных и редких элементов как Rb, Zr, Ba, Pb, U, Th, Ta, La, Ce, Nd, Sm, Gd, Yb сближает изученные породы с архейскими и протерозойскими гранитами, в то время как повышенное содержание Sc, V, Cr, Ni, Mn роднит их с основными и ультраосновными породами.

Сумма редкоземельных элементов (РЗЭ) в исследованных карбонатно-терригенных породах каруярвинской свиты изменяется от 61–73 г/т в песчани-

ластях размыва магматических пород основного и ультраосновного состава. Значения отношений Th/Co (0.30-0.83), La/Co (1.03–2.72) соответствуют диоритам, а Th/La (0.27–0.56), La/Sc (2.3–3.1), Th/Sc (0.7-0.8) тяготеют к гранитам и гранодиоритам. Рассмотренные значения геохимических коэффициентов согласуются с результатами по РЗЭ и позволяют предположить, что источником вещества для пород были образования сложного и разнородного состава.

Известно, что формирование кластических осадков контролируется как процессами рециклинга, так и привносом петрогенного материала, поступающего непосредственно за счет размыва кристаллических пород (Маслов, 2005; Юдович, Кетрис, 2000). В связи с этим, автором была использована диаграмма Zr/Sc–Th/Sc, на которую были нанесены точки составов терригенных пород некоторых свит п-ова Средний (землепахтинская, каруярвинская и куяканская свиты) и Рыбачий (лонская свита). Все точки сосредоточены в области тренда, определяемого исходным составом пород в областях размыва. Таким образом, можно предположить, что терригенные породы в основном сложены материалом, прошедшим не более одного цикла выветривания, т. е. несут «геохимический сигнал», определяемый в основном составом пород на палеоводосборах.

Исходя из общих черт геологического строения севера и северо-востока Кольского п-ова, непосредственно прилегающего к п-ову Средний, можно было предположить, что терригенные породы сформированы за счет разрушения зрелой континентальной коры и представлены преимущественно петрогенной алюмосиликокластикой. По данным Н.Г. Коноплевой (1971) обломки слабометаморфизованных осадочных и эффузивных пород как кислого, так и основного состава являются существенной составной частью кластического материала пород п-ова Средний и поступали в бассейн осадконакопления из районов, расположенных западнее полуострова. Н.Г. Коноплева делает вывод, что источником обломков слабометаморфизованных эффузивов и осадочных пород, в принципе, могла быть печенгская свита, которая слагает значительную площадь на юго-западе, сравнительно недалеко от п-овов Средний и Рыбачий, а также прилегающие районы Северной Норвегии и Финляндии. Мы также придерживаемся этого мнения, особенно, если учесть результаты датирования детритовых цирконов (Михайленко и др., 2016).

Соотношения между основными породообразующими оксидами достаточно часто применяются для реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования терригенных пород. Так, на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ точки состава терригенных пород расположены преимущественно в поле состава, типичного для пассивных континентальных окраин. На диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O--SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ все точки сосредоточены в поле пассивных континентальных окраин. Полученные результаты хорошо согласуются с результатами предшественников (The Neoproterozoic..., 2004; Сорохтин и др., 2011; D. Roberts, A. Siedlecka, 2012).

Таким образом, результаты литохимического изучения пород каруярвинской свиты, и рассчитанные петрохимические модули хорошо согласуются с результатами микроскопических исследований, а выделенные литохимическим методом группы пород идентифицируются с соответствующими литологическими типами. Соотношение петрохимических модулей, таких как ГМ, ЖМ, ТМ, НКМ и значения параметра $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ указывают на преимущественно петрогенный характер тонкой алюмосиликоскластики каруярвинской свиты.

Формирование кластических осадков каруярвинской свиты происходило в условиях пассивной континентальной окраины и контролировалось преимущественно привносом петрогенного материала, поступающего непосредственно за счет размыва кристаллических пород Фенноскандинавского щита.

Список литературы

1. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Склирова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. Т. 1. 288 с.
2. Любцов В.В., Негруца В.З., Предовский А.А. Верхнедокебрийские отложения Кольского побережья Баренцева моря. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1990. 100 с.
3. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. – Екатеринбург: УГГУ, 2005. 289 с.

4. Михайленко Ю.В., Кочетков О.С., Иванов Н.Ф. и др. Особенности строения и состава каруярвинской свиты рифея п-ова Средний (северное побережье Кольского полуострова) // Литосфера. 2015. № 4. С. 21–42.
5. Михайленко Ю.В., Соболева А.А., Хоуриган Дж.К. U/Pb возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских отложений полуостровов Средний и Рыбачий (северное обрамление Кольского полуострова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. № 5. С. 1–25.
6. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Куликов Н.В. и др. Эволюция северо-западной части Тимано-Варангерского нефтегазоносного бассейна // Вестник КНЦ РАН. 2011. № 6. С. 3–20.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. 480 с.
8. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
9. Martin H. Effect of steeper Archean geothermal gradients on geochemistry of subduction-related magmas // Geology. 1986. V. 4. P. 753–756.
10. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
11. Roberts D., Siedlecka A. Provenance and sediment routing of Neoproterozoic formations on the Varanger, Nordkinn, Rybachi and Sredni peninsulas, North Norway and Northwest Russia: a review // Norges geologiske undersøkelse Bulletin. 2012. V. 452. P. 1–19.
12. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D. G. Gee & V. Pease (eds) // Geological Society, London, Memoirs. 2004. N 30. 252 p.

АССОЦИАЦИИ И ТРЕНДЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ХРОМШПИНЕЛИДОВ В КОМПЛЕКСЕ ПАДОС-ТУНДРА, КОЛЬСКИЙ П-В

Никифоров А.А.

Череповецкий государственный университет, ultramafic-rock@mail.ru

Три парагенетические ассоциации хромшпинелидов исследованы в ультрамафитовых кумулатах комплекса Падос-Тундра, Серпентинитовый пояс, Кольский п-в (рис. 1). Комплекс представляет собой ультрамафитовые кумулаты нижнего стратиграфического уровня, обладает скрытой расслоенностью (Barkov et al., 2017a) и содержит значительное хромитовое оруденение стратиформного и подиформного типов (Мамонтов, Докучаева, 2005). Платинометалльная минерализация, установленная в хромититах Дунитового блока (Никифоров, 2017, Barkov et al., 2017b), обнаруживает нетрадиционные, контрастные характеристики, не отмеченные в других ультрамафитовых комплексах мира.

Первая ассоциация представлена зональными зернами хромита в стратиформных хромититах (гальки и валуны в зоне развития ХГ (хромитового горизонта)) в Дунитовом блоке. Эти ядерные зоны характеризуются весьма высокими и максимальными (в масштабе комплекса) значениями индекса $mg\# = [Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn+Zn)] \sim 0.5-0.6$ (т.е., магнезиохромит).

Вторая ассоциация проявляется в двух текстурных формах: как рудные зоны «неправильной» морфологии, богатые хромитом (также зональным по составу), локально до хромититов, и связанных с ними сегрегаций хромититов, формирующих жиловидные апофизы во вмещающий дунит Дунитового блока.

Третья ассоциация представлена зернами хромита в переслаивающихся ультрамафитовых кумулатах, находящихся вне Дунитового блока, и представляющих собой акцессорные фазы в основном объеме интрузивного тела. Наблюдаемый тренд скрытой расслоенности, установленный для зерен генерации акцессорного хромита, практически параллелен и конформен тренду вариаций значений $mg\#$, который установлен для ортопироксена, сосуществующего с хромитом (Barkov et al., 2017a). Таким образом, зерна акцессорного хромита в породах Ортопироксенитовой Зоны, вероятно, кристаллизовались после оливина и почти одновременно с сосуществующими зернами ортопироксена.

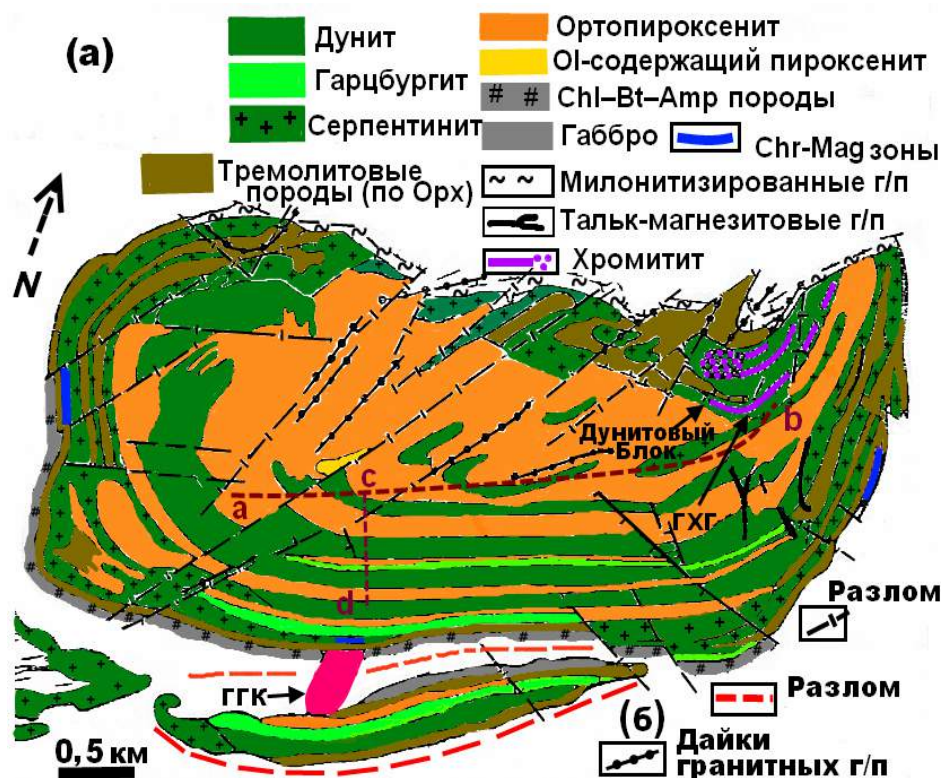


Рис. 1. Геологическая карта комплекса Падос-Тундра (а) и массива Малый Падос (б) (по данным Мамонтов, Докучаева, 2005 с небольшими изменениями)

Линии *a-b* и *c-d* схематически показывают местоположение профилей, по которым производился отбор образцов. Стратиформные слои хромититов, а также сегрегации и трубообразные рудные тела с богатой хромитовой минерализацией, показаны вне масштаба в Дунитовом блоке (фиолетовым цветом). Контактные зоны хромит-магнетитовой минерализации (Chr-Mag) выделены синим цветом (также вне масштаба).

ХГ – Хромититовый Горизонт (или Cr_2) по (Мамонтов, Докучаева, 2005); ГГК – гранито-гнейсовый купол. Вмещающие породы (белое) представлены гранито-гнейсом, гранодиорито-гнейсом и амфиболитом архейского возраста

Вариации, установленные вдоль наиболее протяженной траверсы, подтверждают вывод (Barkov et. al, 2017) о том, что более примитивные кумулаты обнажаются вблизи внешнего контакта интрузивного тела, в то время как относительно эволюционированные породы комагматичной серии локализуются в центральной части массива.

Установлена тенденция сравнительного возрастания значений $mg\#$ в составах акцессорного хромита по направлению к Дунитовому блоку в этом тренде, с резко ступенчатым возрастанием индекса $mg\#$.

Таким образом, подтверждается, что Дунитовый блок представляет собой особую рудоносную мегациклическую единицу комплекса, и залегает в нижней части расслоенной серии, что подтверждается обнаружением максимально высокофорстеритового оливина (Fo_{93}) в этом блоке. Ранее Дунитовый блок рассматривался в составе верхней части расслоенной серии и предполагались его контактные взаимоотношения с габброидами (Мамонтов и Докучаева, 2005). Последнее обстоятельство представляется крайне маловероятным или невозможным, в отсутствие промежуточных норит-габброноритовых кумулатов.

Обнаружение высокомагнезиальных ядерных зон в зернах магнезиохромита ($mg\# \sim 0.6$) в хромититах ХГ (т.е., хромитовых валунов и галек в зоне развития основного хромитоносного горизонта), которые значительно более обогащены Mg, чем акцессорный хромит всех других ультрамафитов комплекса, убедительно подтверждает изложенные представления о нижней стратиграфической позиции, занимаемой ХГ в составе Дунитового блока, который вмещает стратиформные и подиформные хромитоносные зоны.

Таким образом, установленная высокомагнезиальная фаза магнезиохромита (ядерная зона со значением $mg\# \sim 0.6$) в ХГ является наиболее ранней, первой появившейся на ликвидусе, почти одновременно или совместно с высокофорстеритовым оливином (Fo_{93}). Три стадии массовой кристаллизации хромита могли привести к наблюдаемому развитию трех уровней и горизонтов хромитового оруденения в Дунитовом блоке (рис. 1).

Как обосновано фактическими данными, после кристаллизации ядер хромита в ХГ, началась кристаллизация ядерных зон хромита в хромитовых сегрегациях, локализованных *in situ* в дуните Дунитового блока. Эта генерация выражена в развитии одиночных или множественных линзовидных и неправильных скоплений зерен хромита.

Изученные сегрегации, вероятно, кристаллизовались из изолированных объемов расплава, обогащенного хромом и в условиях повышенных уровней фугитивности кислорода. Наблюдаемые апофизы во вмещающих дунитах свидетельствуют, что сегрегации, окруженные кристаллами высокофорстеритового оливина, по меньшей мере частично, оставались в жидком состоянии при температуре ниже температуры кристаллизации оливина.

Как установлено, значения $mg\#$ краевых частей зерен (каймы) в зональных зернах хромита в ХГ весьма близки ядрам зональных зерен, присутствующих в сегрегациях Дунитового блока. Следовательно, эти фазы формировались в достаточно сходных физико-химических условиях.

На заключительной стадии рудогенеза, формировалась третья ассоциация акцессорных зерен хромита, составы которых обладают умеренно низкими значениями $mg\#$. Они кристаллизовались из более фракционированной магмы, после кристаллизации оливина и при сравнительно пониженных температурах. Как отмечалось, наблюдаемое подобие в вариационных трендах ортопироксена и акцессорного хромита этой генерации убедительно свидетельствует, что они кристаллизовались в совместном равновесии и, надо думать, почти одновременно.

Таким образом, следующий порядок кристаллизации прослеживается для охарактеризованных парагенетических ассоциаций хромшпинелидов в комплексе Падос-Тундра: ядра магнезиохромита, хромитовый горизонт (ХГ), Дунитовый блок (Ассоциация 1) → ядра хромита в сегрегациях и родственных им зонах богатой, рассеянной хромитовой минерализации в Дунитовом блоке (Ассоциация 2); каймы хромита в ХГ → акцессорные зерна хромита в комагматичной серии переслаивающихся ультрамафитовых кумулатов (выявленных по разрезу расслоенной серии) вне Дунитового блока (Ассоциация 3).

Кристаллизационный тренд, выявленный для последней ассоциации, имеет линейный характер; как отмечалось, он базируется на составах зерен хромита в свежих или слабоизмененных (автометасоматическими изменениями) ультрамафитовых породах комплекса. Наблюдаемый тренд отражает нормальное понижение содержаний шпинелевого компонента с ходом прогрессирующей кристаллизации и падением температуры в системе. Обсуждаемый тренд почти параллелен другому тренду (также линейному), основанному на вариациях «ядро→кайма» в зональных зернах хромита из ХГ. Это наблюдение согласуется с механизмом эволюции в закрытой системе, в процессе автоматоматического изменения ультрамафитов.

Наблюдаемые высокие уровни содержаний железа (Fe^{2+} и, в особенности, Fe^{3+}) отражают эволюционное накопление в системе, с соответствующим понижением Mg и Al (связанных в качестве шпинелевого компонента). В то же время, в системе происходит закономерное падение температуры и рост значений фугитивности кислорода в автоматоматической среде, что обуславливало формирование фаз каймы отвечающей «феррихромиту».

Все три установленные ассоциации хромита в комплексе Падос-Тундра следуют своим собственным (индивидуальным) эволюционным трендам кристаллизации в рамках диаграммы $mg\# - fe^{3+}\#$ [$fe^{3+}\# = Fe^{3+}/(Cr + Al + Fe^{3+})$]. Однако, эти тренды, фактически, взаимно параллельны. Таким образом, они хорошо согласуются друг с другом и выказывают существенно единый характер эволюционных изменений в системе.

Поля составов хромитовых ядер в Хромитовом Горизонте (ХГ) комплекса Падос-Тундра, выявленные в настоящем исследовании, совпадают с репрезентативными составами хромита,

сообщенными в литературе для хромитоносных горизонтов расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита возраста 2.4–2.5 млрд лет (Лавров и др., 1987, Gornostaev et al., 2000, Alapieti, Huhtelin, 2005). Вместе с тем, ядерные части зональных хромитовых зерен из ХГ в массиве Падос-Тундра значительно обогащены примесями Zn и Mn (до 1.04 мас. % ZnO; и до 1.1 мас. % MnO), что отражает геохимическую специфику состава исходной магмы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №16-05-00884.

Список литературы

1. Лавров М.М., Реженева С.А., Трофимов Н.Н. Состав хромшпинелидов Бураковской расслоенной интрузии // в кн. «Материалы по металлогении Карелии», Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, Институт геологии. 1987. С. 138–151.
2. Мамонтов В.П., Докучаева В.С. Геология и рудоносность массива Падос-Тундра на Кольском полуострове // Отеч. Геол. 2005. № 6. С. 52–60.
3. Никифоров А.А. Нетрадиционная ассоциация минералов ЭПГ в массиве Падос-Тундра, Кольский по-в // «Новое в познании процессов рудообразования». Сборник материалов Седьмой Российской молодежной научно-практической школы. Москва 2017. С. 230
4. Alapieti T.T., Huhtelin T.A. The Kemi intrusion and associated chromitite deposit. In: Early Palaeoproterozoic (2.5–2.4) Tornio-Näränkävää layered intrusion belt and related chrome and platinum-group element mineralization, northern Finland (T.T. Alapieti & A.J. Kärki, eds.) / Field trip guidebook for the 10-th Platinum Symposium, Oulu, Finland, 2005. Geological Survey of Finland. Guide 51a. Chapter 2. P. 13–32.
5. Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Martin R.F. The structure and cryptic layering of the Pados-Tundra ultramafic complex, Serpentine belt, Kola Peninsula, Russia. // Bull. Geol. Soc. Finl. 2017a. V. 89. P. 35–56.
6. Barkov A.Y., Nikiforov A.A., Tolstykh N.D., Shvedov G.I., Korolyuk V.N. Compounds of Ru-Se-S, alloys of Os-Ir, framboidal Ru nanophases and laurite-clinocllore intergrowths in the Pados-Tundra complex, Kola Peninsula, Russia // Eur. J. Mineral. 2017b. V. 29(4). P. 613–622.
7. Gornostayev S.S., Laajoki K.V.O., Leinonen O. New data on mineralogy of main chromitite layer of the Kemi deposit, Finland. / In: Reviewed abstracts volume, GeoCanada 2000: the millennium geoscience summit, extended abstract 88, Calgary, Canada, May 2000.

ПЕТРОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД КАЗБЕКСКОГО НЕОВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

Парфенов А.В.

Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии РАН, kvarcz@yandex.ru

Казбекский неовулканический центр расположен в центральной части Главного Кавказского хребта. Наряду с Эльбрусским центром, это один из крупнейших ареалов проявления новейшего магматизма в регионе. Вулканическая активность дискретно развивалась здесь с середины неоплейстоцена до голоцена. На основании полученных нами К-Аг датировок для более чем 75 образцов лав определены временные рамки основных фаз вулканизма: I – 460-365, II – 300-200, III – 130-90 и IV – <50 тыс лет назад (Лебедев и др., 2018). Вторая и третья фаза дополнительно подразделены на более короткие интервалы (каждая – на раннюю и позднюю стадии). Детальное стратиграфическое расчленение лавовых толщ, проведенное здесь впервые, позволило не только восстановить историю развития всего вулканического центра, но и проследить эволюцию, как геохимического состава расплавов, так и петролого-минералогических особенностей новейших вулканитов. Установлено, что лавы Казбекского центра образуют непрерывный ряд составов от базальтовых (трахи-) андезитов до дацитов и в основном относятся к известково-щелочной серии. Преобладают вулканиты дацитового и андезитового состава. Содержание SiO₂ в лавах варьирует от 53.8 до 68.0, щелочей (Na₂O+K₂O) – от 5.1 до 6.0 (при K₂O = 1.4–2.4), MgO – от 1.5 до 6.0 мас. %. Подавляющее большинство лав по соотношению K₂O/SiO₂ является умеренно-калиевыми и в целом характеризуется невысокой магнезиальностью (Mg# 0.29–0.48).

В настоящем докладе приводятся основные петрологические характеристики, и обсуждаются некоторые особенности минерального состава вулканитов Казбекского центра, выявленные непосредственно нами, а также привлеченные из диссертации (Bewick, 2016). Данная работа основана на результатах изучения более чем 150 прозрачных шлифов пород на оптическом микроскопе, а также данных 750 анализов, выполненных на микрозондовом анализаторе для 11 разновозрастных образцов лав различного состава.

Вулканиты Казбекского центра обычно характеризуются массивной текстурой и порфировой, редко субафировой, структурой. Количество вкрапленников в среднем колеблется в пределах от 10–15 до 50–60 об. %. Сквозными минералами фенокристов для всех типов лав являются *Pl*, *Opx*, *Amp* и *Qz*. Иногда к этой ассоциации добавляется *Cpx*. В вулканитах основного состава (редко-среднего) во вкрапленниках отмечен *Ol*, а в дацитах – *Bt*. Среди всех фенокристов по объему резко преобладает плагиоклаз, количество которого составляет от 35 до 75%. Суммарное содержание пироксенов и амфибола в породах варьирует в широком интервале – 15–65% от объема вкрапленников. Кварц обычно представлен единичными зернами. Основная масса лав состоит из лейст плагиоклаза, рудных минералов и вулканического стекла. В ней, в зависимости от состава пород, также могут присутствовать микрокристаллы *Cpx*, *Amp* и *Bt*. Структура основной массы чаще всего гиалопилитовая или микролитовая, реже пилотакситовая, интерсертальная или фельзитовая. Акцессорные минералы представлены *Ilm*, *Mag*, *Ap* и *Grt*.

Как упомянуто ранее, плагиоклаз резко преобладает по количеству над остальными вкрапленниками. В лавах основного состава он образует три различных генерации. Первая представлена крупными (до 0.8 см) оплавленными кристаллами с большим количеством трещин, а также иногда обломками этих кристаллов. Вкрапленники этой генерации имеют обратную или сложную ритмичную зональность осцилляторного типа. Состав зон меняется от олигоклаза-андезина (An_{20-45}) в центральной части кристаллов до лабрадора (An_{50-65}) в их каймах. Для таких фенокристов характерно наличие зон резорбции ситовидного облика и большого количества включений вулканического стекла. Важно отметить, что состав плагиоклаза в измененных (ситовидных) зонах может заметно выходить за рамки общих ритмов зональности конкретного вкрапленника. Ко II генерации плагиоклаза в основных лавах относятся небольшие изометричные кристаллы (микровкрапленники) лабрадора (An_{55-65}) со слабо выраженной зональностью и размером от 0.08 до 0.8 мм, а также каймы, образовавшиеся вокруг вкрапленников I генерации. Третья генерация плагиоклаза, самая поздняя, представлена исключительно микролитами основной массы, состав которых варьирует от андезина (An_{38}) до лабрадора (An_{55}). Широкий диапазон составов этой генерации может свидетельствовать о существенной геохимической неоднородности остывавших расплавов.

В более кислых вулканитах плагиоклаз представлен 2-3 генерациями. К первой из них относятся крупные фенокристы с обратной или ритмичной зональностью, по своим характеристикам и составу в целом аналогичные таковым в основных лавах. Ко II генерации плагиоклаза отнесены кристаллы с прямой зональностью, состав ядер которых отвечает лабрадору (An_{50-75}), а краевые зоны – лабрадору-андезину (An_{40-62}). Такие вкрапленники отмечены не во всех образцах. Плагиоклаз III генерации – это микровкрапленники и микролиты основной массы, состав которых соответствует андезину-лабрадору (An_{41-57}) и в целом близок таковому в микролитах из базитовых лав.

Кальциевый амфибол в лавах Казбекского центра относится к двум разновидностям (Лебедев и др., 2018; Bewick, 2016), представленным непрерывными изоморфными рядами: (1) эденит (редко) – магнезиогастингсит – парагасит и (2) магнезиогорнблендит (базальтическая роговая обманка) – чермакит. Для лав основного и среднего состава характерны крупные фенокристы (до 6–7 мм) высокоглиноземистого *Amp*-I, отличающегося повышенными содержаниями TiO_2 (~3 мас. %) и щелочей (до 3.5 мас. %), а также магнезиальностью (0.71–0.75). Вкрапленники обычно сильно корродированны и часто замещены агрегатом микрокристаллов *Cpx*, *Pl* и *Mag*. Встречены зональные индивиды *Amp*-I, магнезиальность которых увеличивается от ядра к

кайме. В лавах среднего – умеренно-кислого состава часто одновременно наблюдаются амфиболы обеих разновидностей (преобладает *Amp*-II), кристаллы которых нередко характеризуются наличием ритмичной зональности с существенными вариациями состава и магнезиальности. Данное обстоятельство косвенно указывает на формирование части фенокристов амфибола в условиях резкого изменения состава материнского расплава, вероятно, в результате смешения неравновесных магм. Выделения *Amp*-II обычно петрографически свежие, без реакционных кайм. Таким образом, высокоглиноземистый *Amp*-I является реликтовой фазой во всем диапазоне составов лав, а *Amp*-II – равновесная фаза в умеренно-кислых вулканитах.

Ортопироксен наиболее распространен в базальтовых андезитах и андезитах Казбекского центра, а в умеренно-кислых вулканитах встречается редко. В изученных лавах обнаружено три разновидности этого минерала. Первая (*Orx*-I) представлена бронзитом (En_{78-85}) и обычно присутствует в ядрах крупных (до 4 мм) вкрапленников со сложной зональностью, большим количеством включений вулканического стекла и матрицы, а также скелетоподобным строением. Бронзит встречается и в ядрах отдельных микровкрапленников. *Orx*-I отмечен во всех типах лав Казбекского центра в виде реликтовой фазы. Иногда вокруг него образуется реакционная кайма из микрокристаллов *Srx*. *Orx*-II отвечает по составу магнезиальному гиперстену (En_{69-74}). В лавах основного состава он наблюдается в краевых частях крупных вкрапленников и некоторых микровкрапленников идиоморфного облика, а также слагает микрокристаллы основной массы. В отличие от *Orx*-I минерал второй генерации равновесен с вмещающей матрицей базальтовых андезитов. В то же время, в более кислых разностях лав магнезиальный гиперстен обнаружен только в ядерных частях зональных вкрапленников. Ортопироксен III генерации соответствует гиперстену (En_{60-68}) и встречается только в средних и умеренно-кислых лавах, в краевых частях крупных вкрапленников и в виде микрокристаллов в основной массе. Таким образом, бронзит (I) представляет собой неравновесную фазу в лавах всех типов, магнезиальный гиперстен (II) равновесен матрице в базальтовых андезитах и неравновесен в более кислых вулканитах, а наиболее поздний гиперстен (III) является равновесной фазой в средних и умеренно-кислых вулканитах.

Клинопироксен в изученных вулканитах относится к второстепенным минералам. Его выделения спорадически присутствуют в вулканитах разного состава в виде мелких (0.3–0.5, редко до 1.5 мм) фенокристов, или микрокристаллов в основной массе. По составу клинопироксен однороден во всех породах Казбекского центра и соответствует магнезиальному ($Mg\# 0.75-0.86$) авгиту. Как упомянуто ранее, микроскопические выделения авгита часто образуют реакционные каймы вокруг вкрапленников *Orx*, *Amp* и *Qz*. В большинстве случаев авгит является равновесным основной массе минералом.

В работе (Bewick, 2016) в казбекских лавах дополнительно выделена еще одна разность пироксена – высокоглиноземистый субщелочной *Px*, отличающийся от *Srx*, в первую очередь, повышенным содержанием Al_2O_3 (>4 мас. %). Эта минеральная фаза весьма неоднородна по своему составу и по соотношению Al_2O_3/CaO подразделена на три группы. Bewick отмечает, что в сложном составе этого *Px* обычно принимает участие молекула амфибола. Это обстоятельство позволяет предположить, что данный пироксен мог образоваться уже на постмагматической стадии при замещении вкрапленников реликтового амфибола первой генерации (например, магнезиогастингсита с $Al_2O_3 > 12$ мас. %) клинопироксеном и, следовательно, представляет собой микрокристаллический агрегат. Таким образом, выделение в качестве отдельной минеральной фазы казбекских лав высокоглиноземистого *Px* вызывает у нас некоторые сомнения.

Оливин встречается в базальтовых андезитах и крайне редко в андезитах. Он представлен двумя разновидностями – реликтовым высокомагнезиальным хризолитом (I) (Fo_{82-85}), слагающим ядра крупных (до 0.7 мм) зональных трещиноватых кристаллов, и (II) более железистым хризолит-гиалосидеритом (Fo_{66-74}), слагающим каймы вкрапленников, а также микровкрапленники. В андезитах отмечается только реликтовый высокомагнезиальный хризолит (Fo_{79-87}) в виде единичных оплавленных кристаллов.

Биотит в небольших количествах присутствует в умеренно-кислых дацитах, где представлен лейстами размером от 0.2 до 1.5 мм. Зерна имеют слабовыраженную зональность с небольшим ростом магнезиальности от ядра к кайме ($Mg\#$ 0.61 и 0.66, соответственно). В андезитах отмечаются редкие выделения *Bt* в виде оплавленных в разной степени опациitized зерен с повышенными содержаниями K_2O , MgO и F (до 4 мас. %), а также высокой магнезиальностью ($Mg\#$ до 0.83).

Кварц в лавах встречается в виде редких оплавленных зерен размером до 2 мм. Вокруг него часто развиты реакционные каймы, состоящие из микрокристаллов *Spx* и новообразованного вулканического стекла.

Результаты проведенного петролого-минералогического изучения новейших вулканитов позволили сделать ряд выводов о характере геохимической эволюции и петрогенезисе извергавшихся расплавов. Нами выявлены многочисленные минералогические признаки гибридного происхождения лав Казбекского центра, в том числе и обсуждавшиеся ранее в работах (Алферьева и др., 2003; Бубнов, 2003 и др.). Среди них – присутствие в вулканитах основного состава запрещенной ассоциации вкрапленников *Ol+Qz*, появление оплавленных зерен кварца в *Spx*-кайме в средних-основных лавах, наличие расплавных включений кислого стекла в кристаллах лабрадора, сложная зональность и ситовидные структуры (зоны резорбции) у вкрапленников плагиоклаза, а также широкие вариации состава микролитов полевого шпата в основной массе лав, обратная зональность в амфиболах. Перечисленные выше петрографические особенности казбекских лав, несомненно, свидетельствуют о том, что процессы смешения магм играли важнейшую роль в их петрогенезисе. Следует отметить, что черты гибридизма наиболее характерны для основных-средних по составу вулканитов и менее свойственны дацитам. Петролого-минералогические и геохимические данные в совокупности позволяют утверждать, что базальтовые андезиты и андезиты образовались в результате смешения двух или более магматических расплавов, контрастно различавшихся своим химическим составом. В то же время, умеренно-кислые вулканиты, скорее всего, являются продуктом последующей эволюции (в первую очередь, кристаллизационной дифференциации) сформировавшихся в очаге гибридных магм.

В лавах Казбекского неовулканического центра одновременно отмечается до трех различных парагенезисов вкрапленников, два из которых обычно неравновесны с вмещающим расплавом, а третий – равновесен. Это заключение в целом согласуется с выводами, сделанными ранее (Алферьева и др., 2003; Бубнов, 2003). Первый парагенезис (I) состоит из минералов, которые, вероятно, кристаллизовались в кислом расплаве, и представлен крупными зернами *Pl* с обратной или ритмичной зональностью и олигоклазом-андезином в ядрах, а также диакристами *Qz*. Данная ассоциация вкрапленников отмечена в большинстве изученных лав. Второй парагенезис (II) представлен вкрапленниками основного плагиоклаза с прямой или реже ритмичной зональностью и лабрадором в ядрах, диакристами бронзита и хризолита, реликтовыми выделениями магнезиогастингсита и высокомагнезиального биотита. Его формирование, по нашему мнению, началось еще в глубинной магматической камере из базальтового расплава. Минералы этой ассоциации обнаружены нами во всех типах лав, но чаще всего – в базальтовых андезитах. Данный парагенезис, как правило, неравновесен с матрицей пород (расплавом). К парагенезису III относятся вкрапленники, микровкрапленники и микрокристаллы основной массы, образовавшиеся уже в гибридном среднем-основном или остаточном умеренно-кислом расплаве. Они чаще всего слагают основную массу вулканитов и/или геохимически равновесные ей фенокристы. В зависимости от типа пород изменяется и набор вкрапленников данной ассоциации. В лавах основного состава она представлена *Pl(III) + Ol(II) + Opx(II) + Spx*, в средних – *Pl(III) + Opx(III) + Spx*, и *Pl(III) + Opx(III) + Spx + Amp(II) + Bt(II) + Qz + An* в умеренно кислых вулканитах (Лебедев и др., 2018). Таким образом, в лавах Казбекского неовулканического центра выделено три отдельных парагенезиса фенокристов, первый из которых «кислый» – $Na-Pl(I)+Hbl(I)+Bt(I)+Qz$, второй «основной» – $Ca-Pl(II)+Ol(I)$ и третий «гибридный» – $Hbl(II)+Opx+Spx+Ol(II)+Bt(II)+Pl(III)+Opx$.

Минимальная температура магматических расплавов вулканического центра, оцененная по *Срх*-геотермометру, составляет 1150–1220 °С; при этом она не зависит от химизма пород. Расчеты с использованием двупироксенового геотермометра для сосуществующих выделений авгита и гиперстена, равновесных друг другу, дают близкий диапазон значений – 970–1255 °С (Лебедев, 2018). Таким образом, магмы Казбекского центра являлись высокотемпературными и, вероятно, обладали относительно низкой вязкостью. Высокая подвижность «перегретых» андезит-дацитовых расплавов стала причиной образования протяженных (до 15 км) лавовых потоков, известных на территории региона. Кроме того, повышенные, не характерные для средних по составу расплавов значения их рассчитанной температуры могут служить дополнительным аргументом в пользу предположения об исходно мантийном происхождении казбекских магм (Бубнов, 2003).

Список литературы

1. Алферьева Я.О., Сазонова Л.В., Бубнов С.Н. Неравновесные ассоциации вкрапленников как индикаторы гибридного происхождения андезитовых серий консолидированных областей (на пример новейших лав вулкана Казбек, Б. Кавказ) // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург. 2003. С. 345–347.
2. Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Б. Кавказа. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27 с.
3. Лебедев В.А., Парфенов А.В., Вашакидзе Г.Т. и др. Хронология магматической активности и петролого-минералогические характеристики лав четвертичного вулкана Казбек (Большой Кавказ) // Петрология. 2018. Т. 26. № 1. С. 3–33.
4. Bewick S. Deciphering Tectonics of the Caucasus from Post-Collisional Volcanism, PhD thesis. The Open University of London, United Kingdom, 2016, 261 p.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О БРЕКЧИЯХ С КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТ-ПОРФИРОВЫМ ЦЕМЕНТОМ, АССОЦИИРУЮЩИХ С ГРАНИТАМИ-РАПАКИВИ, САЛМИНСКИЙ БАТОЛИТ, ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ

Русак А.А.¹, Коньшев А.А.^{1,2}, Алферьева Я.О.³, Ковальчук Е.В.⁴

¹Институт геохимии и аналитической химии РАН, aleks7975@yandex.ru

²Институт экспериментальной минералогии РАН

³Московский государственный университет

⁴Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Введение. Получены новые данные по брекчиям с кварц-полевошпат-порфировым цементом риолит-трахириолитового состава, которые ассоциируются с биотит-роговообманковыми гранитами (рапакиви), входящими в состав Салминского батолита. Изучение физико-химических условий образования эффузивов и субэффузивных образований (брекчий), ассоциирующих с гранитами-рапакиви, входящих в анортозит-рапакивигранитные комплексы (АРГК), важно для понимания эволюции магматизма в докембрии и их минерагенического потенциала.

Геологический очерк. Салминский батолит относится к АРГК, его возникновение связано с проявлением внутриплитного кислого магматизма на рубеже палеопротерозойского и мезопротерозойского возраста (Amelin et. al., 1997; Neymark et.al., 1994). Наиболее ранние кислые породы, входящие в АРГК, представляют собой биотит-роговообманковые граниты (граниты-рапакиви). Эти граниты имеют наибольшую площадь распространения среди кислых пород АРГК. Ассоциирующие с ними эффузивные образования встречаются редко. Они часто сильно изменены. Подобные образования описываются в различных работах (Беляев, 2013; Ehrlich et.al, 2013; Vorma, 1975; Kisvarsanyi, 1972).

Во время полевых работ в Южной Карелии в 2017 г. на восточном берегу Ладожского озера в районе г. Питкяранта в борту затопленного «центрального пегматитового карьера» авторами были отобраны магматические брекчии. В брекчиях обнаружены ксенолиты, представленные грубообломочными фрагментами пород обрамления Салминского батолита: гнейсограниты куполов (AR_2-PR_1), амфиболовые и слюдяные сланцы ладожской серии; а также более ранние амфибол-биотитовые граниты с типичной текстурой рапакиви.

Кварц-полевошпат-порфировый цемент брекчии был отделен от ксенолитов при помощи алмазной дисковой пилы. Петрохимический и микроэлементный состав полученных образцов определен методами XRF (ИГЕМ РАН), ICP-MS и ICP-AES (ИПТМ РАН) (табл. 1). Также образцы исследовались методами оптической микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа (ИЭМ РАН).

Таблица 1. Петрохимический и микроэлементный состав образца 220617-1_2

Компонент	Вес. %	Элемент	ppm	Элемент	ppm	Элемент	ppm	Весовые отношения	
SiO ₂	74.95	Li	19.5	Rh	<0.07	Dy	17.1	Zr/Hf	33
TiO ₂	0.197	Be	7.1	Pd	<0.05	Ho	3.5	Nb/Ta	14
Al ₂ O ₃	12.19	Sc	5	Ag	<0.04	Er	9.5	K/Rb	185
Fe ₂ O ₃ *	2.74	V	7.3	Cd	0.93	Tm	1.4	La/Nb	2.8
MnO	0.028	Cr	9.7	In	<5.00	Yb	9.8	La/Ta	39
MgO	0.3	Co	2.8	Sn	6	Lu	1.4	K/Ba	124
CaO	1.01	Ni	16	Sb	3.3	Hf	11.7	Y/Ho	28
Na ₂ O	2.6	Cu	38	Te	<0.08	Ta	3.5	Sr/Eu	127
K ₂ O	5.13	Zn	194	Cs	3	W	2.5		
P ₂ O ₅	0.022	Ga	26.1	Ba	343	Re	<0.007		
S _{общ} *	0.072	As	<0.1	La	136	Ir	<0.008		
F	<0.10	Se	<2	Ce	277	Pt	<0.009		
Сумма	99.24	Rb	230	Pr	31.7	Au	<0.03		
ППП	0.72	Sr	77.8	Nd	111	Tl	1.4		
Fe _{tot} /Mg*	4.6	Y	96.4	Sm	21.1	Pb	55		
K/N*	1.3	Zr	385	Eu	0.61	Bi	0.22		
A/CNK*	1.05	Nb	48.2	Gd	18.2	Th	21.5		
NK/A*	0.81	Mo	5	Tb	2.9	U	6.8		

Общее содержание железа и серы приведено в таблице в виде Fe₂O₃ и S_{общ}; Fe_{tot}/Mg, K/N, A/CNK, NK/A – мольные отношения Fe_{tot}/Mg, K₂O/Na₂O, Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O), (Na₂O+K₂O)/Al₂O₃.

Цемент брекчии имеет скрытокристаллическую структуру. Вкрапленники представлены кварцем и санидином. Санидин (Kfs_{0.87}, Ab_{0.13}) иризирует в серовато-голубоватых тонах. В данных минералах отмечается большое количество расплавных включений (1–200 мкм). Все включения полностью раскристаллизованы, газовые пузырьки в них не обнаружены.

Расплавные включения вскрываются в результате нагрева при атмосферном давлении выше температуры фазового перехода из α-кварца в β-кварц (>573 °C). При изучении вскрытых полировкой включений методом рентгеноспектрального микроанализа обнаружена рассеянная тонковкрапленная флюоритовая минерализация (1–2 мкм), а также обнаружены полевые шпаты, апатит, амфибол, фторкарбонаты РЗЭ, кальцит (2.3 вес. % Mn и 0.88 вес. % Fe), галенит, рутил и циркон.

Вкрапленники кварца и калишпата имеют многочисленные «каверны», заполненные основной мелкозернистой массой. Это наблюдение может быть объяснено несколькими предположениями: быстрым растворением вкрапленника в расплаве, быстрым ростом и растворением с последующим ростом. Вытянутые включения мелкокристаллической массы, полностью обросшие минералом – хозяином, могут являться свидетельством достоверности последних двух предположений.

В основной массе присутствуют калишпат (Or_{0.978} Ab_{0.022}), альбит (Ab_{0.92} An_{0.08}), апатит (3.5 вес. % F), амфибол (0.34 вес. % Cl), монацит, циркон, ильменит (до 0.65 вес. % Nb), рутил, флюорит, кальцит (0.4–0.8 вес. % Mn и 0.7 вес. % Fe), фторкарбонаты РЗЭ, а также сульфиды: пирит, сфалерит, халькопирит и галенит.

По минеральным термометрам (Watson et. al, 2006; Wark et al., 2006), основанным на содержании титана в цирконе и кварце, были проведены оценки температур образования минералов. Исследования проводились при помощи электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8200 (ИГЕМ РАН, WDS). Проводился анализ составов цирконов и кварца из основной массы, а также фенокристов кварца. Так как в породе широко распространен ильменит, а также отмечается рутил – в расчетах принималось, что $\alpha_{Ti}=1$.

Было выделено два типа цирконов: первый тип имеет внутренние области, образованные при более низких температурах, чем внешние (от 720 до 870 °C); второй тип рос в изотермических условиях в диапазонах температур 824–950 °C.

Фенокристы кварца показали различные соотношения температур образования от центра к краю (у некоторых внутренняя область образовывалась при более низких температурах, чем средняя и периферийная области; другие имеют равнозначные температуры образования для центра и периферии; также есть кристаллы, периферийные области которых образуются при более низких температурах, чем внутренние). Средние значения температуры в зонах около 760 °C, значения варьируют от 726 °C до 787 °C. В основной массе температуры в среднем ниже, чем во вкрапленниках ($T_{cp}=735$ °C, при разбросе значений от 620 °C до 792 °C). Необходимо учесть, что в основной массе присутствует тонковкрапленная Ti-содержащая минерализация, что может приводить к искажению результата. Погрешность определения температуры составляет 10 °C.

В связи с ограниченным количеством данных по содержанию титана в кварце (20 анализов) и цирконе (15 анализов), полученные оценки температур образования этих минеральных фаз следует считать предварительными.

Обсуждение результатов и выводы. Эффузивные аналоги гранитов-рапакиви редки, обнаружение брекчий, ассоциирующих с ними, может пролить свет на режим летучих компонентов и связанный с ними транспорт рудных компонентов при становлении анортозит-рапакиви-гранитного комплекса, т.к. брекчии были насыщены летучими компонентами, и их давление превосходило литостатическое. В этом отношении они более информативны, чем чисто интрузивные или эффузивные аналоги.

По оценкам температур образования минералов цемента брекчии, температура менялась от 730 до 790 °C. Вероятно, на более глубинном уровне с последующим поступлением магмы из этого очага в приповерхностный уровень происходило внедрение базитовой магмы в магму гранитного состава, что привело к увеличению температуры и привнесу высокотемпературных минералов, таких, как циркон.

Судя по наличию флюорита, фторапатита, Cl-содержащего амфибола, кальцита в расплавленных включениях, магма была богата такими летучими компонентами как F, Cl, CO₂. Судя по ассоциации ильменита и сульфидов, исключая магнетит, комплекс образовался ниже QFM кислородного буфера.

Рудные компоненты, такие как Cu, Zn, Pb, не на много больше средних значений по кислым породам Салминского батолита (Ларин, 2011), формируют собственную сульфидную минерализацию, образованную на магматической стадии. Значит, они не являются рассеянными и могут быть легко растворены и переотложены на постмагматической стадии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 18-05-01101.

Список литературы

1. Беляев А.М. Петрология вулканических пород формации рапакиви (о. Гогланд) // Региональная геология и металлогения, No 55, 2013.
2. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы // Изд. «Наука». С-Петербург. 2011. 402 с.
3. Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353–368.
4. Ehrlich K., Ver E., Kirs J., Soesoo A. Using a titanium-in-quartz geothermometer for crystallization temperature estimation of the Palaeoproterozoic Suursaari quartz porphyry // Estonian Journal of Earth Sciences, 2012, 61, 4, 195. 204.
5. Kisvarsanyi E.B. Petrochemistry of Precambrian igneous province, St. Francois Mountains, Missouri // Report of Investigations. N 51. Rolla, Missouri, USA, 1972. – 97 p.

6. Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineral. Petrol. 1994. V. 50. P. 173–193.
7. Vorma A. On two roof pendants in the Wiborg rapakivi massif, Southeastern Finland // Geological Survey of Finland Bull. 272, Geologinen tutkimuslaitos Espoo, 1975. – P. 2–46.
8. Wark D.A. & Watson E.B. 2006. TitaniQ: a titanium-in quartz geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 152, 743–754.
9. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib Mineral Petrol (2006) 151: 413–433.

МИНЕРАЛОГИЯ ЭФФУЗИВНЫХ СИЛИКАТНЫХ ПОРОД ВУЛКАНА МОСОНИК (СЕВЕРНАЯ ТАНЗАНИЯ)

Седова А.М.¹, Зайцев А.Н.^{1,2}

¹Санкт-Петербургский государственный Университете, ИИОЗ, a.sedova@spbu.ru

²Natural History Museum, Лондон

Введение. Вулкан Мосоник располагается на западной окраине вулканического поля Натрон-Энгарука в северной части рифта Грегори (Восточно-Африканская рифтовая система). В неоген-четвертичное время в этой области происходило образование разнообразных по составу крупных стратовулканов, включая Эссимингор, Садиман, Керимаси, Олдоиньо Ленгаи и другие (Dawson, 2008). Мосоник – это сильно эродированный вулкан, возраст образования которого оценивается в 3.53–3.18 млн лет (Isaac and Curtis, 1974; Manega, 1993). В сравнении с другими вулканическими комплексами Мосоник относится к наименее изученным вулканам.

В 1961 году он был исследован сотрудниками Танганьикской Геологической Службы (Guest et al., 1961), а в 1995–1996 гг. С. Паслик и др. (1996) опубликовали данные по составам минералов из базанитов, нефелинитов и фонолитов. По результатам исследования состава мелилитового нефелинита А.Н. Зайцевым и др. (2015) было выдвинуто предположение, что вулкан Мосоник мог быть потенциальным источником для туфов Лаэтоли (the Upper Laetoli Footprint Tuff 7), захоронившими в себе отпечатки стоп прямоходящих гоминидов (*Australopithecus afarensis*), живших около 3.66 млн лет назад.

Основными эффузивными породами вулкана являются нефелиниты, фонолиты и карбонаты, довольно часто в них встречаются ксенолиты плутонических пород: мельтейгиты, фойяиты, ийолиты, а также породы вмещающей толщи (андезиты).

Методы исследования. Коллекция лав фонолитов и нефелинитов, состоящая на данный момент из 16 образцов, изучалась с помощью оптической и электронной микроскопии. Основная часть образцов снималась с помощью СЭМ Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max 20 (РЦ СПбГУ «Геомодель»). Одна из разновидностей нефелинитов (мелилитовый нефелинит) изучался с помощью СЭМ JEOL 5900LV в Лондоне (Natural History Museum) (Zaitsev et al., 2015). Для уточнения минеральных фаз применялся рамановский спектрометр Horiba Jobin-Yvon LabRam HR 800 (РЦ СПбГУ «Геомодель»).

Минералого-петрографическое описание пород. Фонолиты представлены следующими разновидностями: собственно фонолиты, содалитовые фонолиты и кальцитовые фонолиты. Фенокристаллы представлены нефелином (40–65%), пироксенами дипсид-геденбергитового ряда, редко с эгириновой окантовкой (10–50%), санидином (15–40%), Mg-Fe слюдами (0–5%), титанитом (1–10%) и апатитом (0–8%). В этих породах наблюдается большое количество макрофенокристаллов нефелина, пироксена, часто санидина.

По минералогическому составу, породы разделяются на две группы: более миаскитовые и более акпаитовые (с учетом последних уточнений о классификации щелочных пород по M.A.W. Marks, G. Markl, 2017). Фонолиты I – более миаскитового состава, представлены кальцитовой

и содалитовой разновидностями. Для них характерны идиоморфные призматические кристаллы пироксена, с корродированными и регенерированными диопсидовыми ядрами, которые обрастают тонкозональным диопсид-авгитом. Яркой отличительной чертой является наличие Mg-Fe слюд и отсутствие магнетита. Слюды имеют неравновесные границы с основной массой, корродированны. Магнетит отмечен только в качестве единичных включений в них. Нефелин установлен в виде крупных идиоморфных зональных кристаллов. Характерны очень низкие содержания титанита (от ед. зерен до 2%) и апатита (0–2%). Породы сильно изменены.

Фонолиты II – более агпаитового состава, являются в основном собственно фонолитами, но есть и кальцит-содалитовая разновидность. Пироксены, главным образом, представлены двумя генерациями, в незначительной степени проявлена третья генерация – Zr-содержащие эгирины в качестве неровного обрамления. Характерно наличие магнетита входящего в основную массу, а также в виде крупных идиоморфных фенокристаллов титаномагнетита. Характерен незональный нефелин. Апатит представлен микрофенокристаллами и вкрапленностью в основную массу (4–15%). Содержание титанита более высокое (5–15%), он присутствует как в качестве микрофенокристаллов, так и в основной массе.

Среди *нефелинитов* встречаются следующие разновидности: собственно нефелиниты, фонолитовые нефелиниты, кальцит-фонолитовые нефелиниты и мелилитовые нефелиниты. Микрофенокристаллы в них представлены нефелином (45–60%), пироксенами диопсид-геденбергитового ряда, в некоторых случаях с эгириновой окантовкой (15–30%), апатитом (3–10%), титанитом (3–10%). В кальцитовых разновидностях нефелинитов содержание кальцита достигает 10%, в фонолитовых – санидина до 10%, при этом он сильно изменен. Для мелилитовых нефелинитов характерны также следующие минералы: мелилит (20%), перовскит (5%), шерломит (3%). В редких случаях в нефелинитах встречаются макрофенокристаллы нефелина.

Фенокристаллы пироксенов из нефелинитов отличаются от пироксенов из фонолитов меньшей корродированностью и зональностью. Для них характерны толстопризматические фенокристаллы, с хорошо развитой сеткой трещиноватости (по плоскостям спайности), кристаллы со светлым диопсидовым ядром и кристаллы с большим количеством включений. Для диопсидов из мелилитового нефелинита характерно значительное изменение внешней части кристаллов – практически полная ассимиляция в основную массу породы. Среди нефелинов встречается две разновидности фенокристаллов: есть незональные трещиноватые кристаллы и зональные нетрещиноватые. Для нефелинитов не характерны выделения магнетита, в небольшом количестве они иногда встречаются только в основной массе породы (ок. 0.5%). Больше чем в фонолитах, в нефелинитах распространены вкрапленники сульфидов. Кроме того, отмечаются такие минералы как рутил, гематит, ульвошпинель, ильменит, мелантерит и др. Для образца кальцитсодержащей разновидности фонолитового нефелинита (обр. G-14) характерна иная ассоциация аксессуарных минералов, близкая к мелилитовому нефелиниту: шерломит, перовскит, ильменит, пирротин, пирит, мелантерит. Апатит (3–10%) один из основных минералов нефелинитов – всегда присутствует в основной массе пород и почти всегда проявлен в виде собственных фенокристаллов, всегда присутствует в качестве включений в пироксенах и нефелинах. Титанит (4–10%) отмечается в основной массе, распространен в виде фенокристаллов и включений в нефелине и пироксене, но он не отмечен в мелилитовой разновидности нефелинитов.

Эволюция пороодообразующих минералов и сравнительная характеристика с другими щелочными вулканиитами региона. Эффузивные породы вулкана Мосоник довольно похожи с описанными A.R. Woolley (2001) пирокластическими породами вулкана Эссимингор (рассматривался западный склон). Основными минералами последних являются щелочной пироксен, нефелин, магнетит и карбонаты. В пирокластике в отдельных блоках присутствуют нефелиниты, фонолиты, реже ийолиты, мельтейгиты и нефелиновые сиениты. Поздние фазы представлены, в том числе, меланефелинитами, фонолитовыми трахитами, анальцититами и авгититами. Поздние породы содержат биотит, в качестве аксессуарных – перовскит, апатит и кальцит (Woolley, 2001).

Еще одним близким по происхождению и возрасту вулканом является Садиман. Эффузивными породами этого вулкана являются нефелиниты, фонолитовые нефелиниты и фонолиты. Пороодообразующие минералы представлены пироксенами (диопсид, геденбергит, эгирин-авгит), нефелином, андрадитом, шорломитом, перовскитом и титанитом (Zaitsev et al., 2012; Zaitsev et al., 2015). На рис. 1 приведены тренды эволюции пироксенов из нефелинитов и фонолитов вулканов Мосоник и Садиман. Видно, что составы пироксенов в значительной мере отличаются – пироксены из вулкана Садиман более обогащены геденбергитовым миналом. Вариации составов пироксенов вулкана Мосоник наилучшим образом совпадают с пироксенами Ловозерского массива, как для фонолитов, так и для нефелинитов. Отмечается схожесть составов пироксенов влк. Мосоник и пироксенов из туфов Лаэтоли.

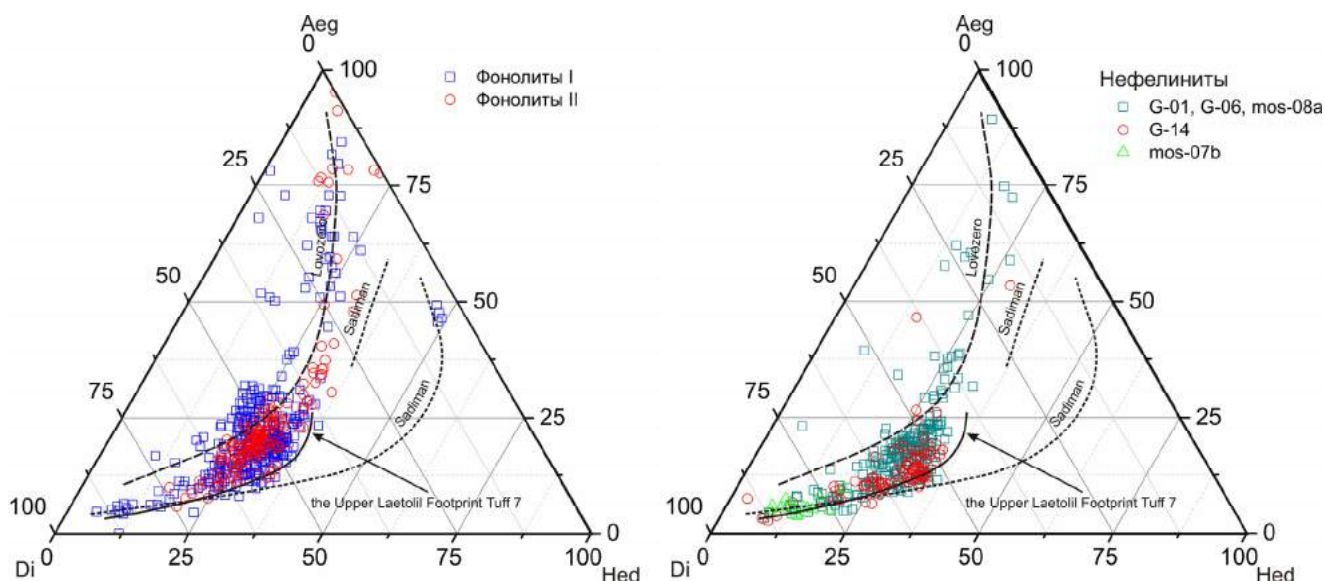


Рис. 1. Тренды эволюции составов пироксенов из фонолитов и нефелинитов влк. Мосоник в сравнении с трендами других похожих массивов Садиман (Zaitsev, 2012) и Ловозеро (Korobeinikov and Laajoki, 1994). Также приведен тренд эволюции составов пироксенов из туфов Лаэтоли (Zaitsev et al., 2015)

Выводы. Изучение минералогии эффузивных пород вулкана Мосоник позволило впервые более подробно описать их состав. Выявлены две разновидности фонолитов с более мисаскитовой и более агпаитовой ассоциацией минералов. Установлены вариации минеральных ассоциаций в нефелинитах, требующие дальнейшего изучения. Сравнение трендов эволюции пироксенов влк. Мосоник с другими похожими вулканами показало различие пути эволюции пироксенов влк. Садиман и схожие черты эволюции с Ловозерским массивом, что весьма интересно для дальнейшего изучения обоих объектов. Существуют и другие минералогические отличия между лавами вулканов Мосоник и Садиман, наиболее яркое – наличие мелилита в нефелинитах Мосоника.

Анализ составов и особенностей эволюции пироксенов влк. Мосоник, подтвердил вывод о том, что он является предполагаемым источником пирокластического материала для туфов Лаэтоли (Zaitsev et al., 2015).

Список литературы

1. Dawson J.B. The Gregory Rift Valley and Neogene-Recent Volcanoes of Northern Tanzania. London, 2008, 112 pp.
2. Guest N.J., James T.C, Pickering R. and Dawson J.B. 1961. Angata salei. Geol. Surv. Tanganyika. Quarter degree sheet, 39.
3. Isaac G.L. & Curtis G.H. Age of the Acheulian industries from the Peninj Group, Tanzania // Nature. 1974. 249, 624–627.
4. Korobeinikov A.N., Laajoki K. Petrological aspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovozero alkaline massif // Geochemistry International. 1994. 31, 69–76.

5. Manega P.C. Geochronology, Geochemistry and Isotope Study of the Plio-Pleistocene Hominid Sites and the Ngorongoro Volcanic Highlands in Northern Tanzania. PhD thesis, University of Colorado 1993.
6. Marks M.A.W. and Markl G. A global review on apatitic rocks. // Earth-Science Reviews. 2017. 173, 229–258.
7. Paslick C., Halliday A.N., Lange R.A., James D. & Dawson J.B. Indirect crustal contamination: evidence from isotopic and chemical disequilibria in minerals from alkali basalts and nephelinites from northern Tanzania // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. 125, 277–292.
8. Woolley A.R. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 3: Africa. The Geological Society, London, 2001.
9. Zaitsev A.N., Spratt J., Sharygin V.V., Wenzel T., Zaitseva O.A., Markl G. Mineralogy of the Laetolil Footprint Tuff: A comparison with possible volcanic sources from the Crater Highlands and Gregory Rift // Journal of African Earth Sciences. 2015. 111, 214–221.
10. Zaitsev A.N., Marks M.A.W., Wenzel T., Spratt J., Sharygin V.V., Strekopytov S., Markl G. Mineralogy, geochemistry and petrology of the phonolitic to nephelinitic Sadiman volcano, Crater Highlands, Tanzania // Lithos. 2012. 152, 66–83.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ (U-Pb, ID-TIMS) И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ЦИРКОНА (ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОЛВИЦКИЙ АНОРТОЗИТОВЫЙ МАССИВ)

Стещенко Е.Н.^{1,3}, Баянова Т.Б.¹, Дрогобужская С.В.^{2,3}, Екимова Н.А.¹,
Забавчик Н.И.^{1,3}, Русина А.С.⁴, Новиков А.И.²

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, steshenko@geoksc.apatity.ru

²Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН

³Мурманский государственный технический университет

⁴Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе

Габбро-анортозиты развиты почти на всех Хадейских древнейших кратонах мира (Пилбари и Йилгран в Австралии, Фискенессет в Гренландии, Карнатака в Индии и др.) (Polat et al., 2009; Polat et al., 2011; Hoffmann et al., 2012). В пределах Балтийского щита габбро-анортозитовый магматизм широко проявлен с мезоархейского по палеопротерозойское время, с которым связано формирование месторождений стратегических полезных ископаемых (Cu-Ni, Ti-V, Pt-Pd и др.) (Митрофанов, 2006). Кандалакшско-Колвицкая зона габбро-анортозитов представляет большой интерес для комплексных изотопно-геохимических исследований, как перспективный объект на ЭПГ руды и, предположительно, характеризуется магматической (плюмовой?) природой формирования, поскольку имеет схожие изотопно-геохронологические характеристики с расслоенными ЭПГ интрузиями Балтийского щита (Фёдорово-Панский массив, Мончетундровский массив и др.) (Митрофанов и др., 2013). Колвицкий габбро-анортозитовый массив расположен на юге Кольского полуострова, в районе Колвицкой губы Кандалакшского залива Белого моря. В основании массива залегает кандалакшская толща мезо-меланократовых гранатовых амфиболитов мощностью от 200 м до 2.0 км. Выше по разрезу развит массив Колвицких габбро-анортозитов (Sm-Nd модельный возраст 2.3–3.3 млрд лет), протяженностью не менее 20 км, разрез которого представляется в следующем виде: в основании залегает лейкократовое метагаббро мощностью 200–300 м, средняя часть мощностью 1–2 км сложена метаанортозитами, иногда с маломощными прослоями и линзами лейкогаббро, а верхняя часть мощностью от 200 м до 1.5 км представлена метагаббро. Массив перекрыт плоскотундровской толщей гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев мощностью не менее 2 км. Породы Колвицкого массива в значительной степени катаклазированы и милонитизированы и испытали метаморфизм гранулитовой фации.

Целью работы являлось определение изотопно-геохронологических характеристик пород и минералов Колвицкого массива с использованием комплекса изотопных и геохимических методов: U-Pb и REE по единичным зернам циркона, Sm-Nd- по минералам магматического и метаморфического генезиса.

Впервые с использованием искусственного трассера ^{205}Pb в U-Pb методе датирования единичных зерен акцессорных минералов по методике (Баянова и др., 2007) были проанализированы цирконы из метагаббро Колвицкого массива. На U-Pb датирование из мономинеральной фракции циркона (проба 200, Колвицкий массив) были отобраны зерна двух морфотипов (табл. 1). Изотопный U-Pb возраст по двум точкам равен 2448 ± 5 млн лет (рис. 1а), координаты точек в пределах ошибок измерений находятся на конкордии. Этот новый изотопный возраст интерпретируется магматическим происхождением циркона за счет низких концентраций U и Pb, характерных для магматических цирконов из пород основного состава (Hoskin, Schaltegger, 2003). Полученный новый U-Pb возраст по единичным зернам циркона интерпретируется временем формирования габбро Колвицкого массива и близок полученным ранее возрастам для анортозитов этого массива – 2450 ± 7 млн лет (Митрофанов и др., 1993) и 2462 ± 7 млн лет (Фриш и др., 1995).

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для циркона из метагаббро, Колвицкий анортозитовый массив (проба 200)

Навеска (мг)	Концентрация, ppm		Изотопные отношения ¹				Изотопные отношения и возраст, млн лет ²			% Диск
	Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
Колвицкий массив, метагаббро (проба 200), магматический циркон										
0.0475 ³	11.94	15.97	209.32	0.462±0.008	10.274±0.190	0.1613±0.0006	2448±44	2460±46	2470±8	0.9
0.0800 ⁴	11.08	15.17	726.92	0.464±0.018	10.225±0.389	0.1644±0.0011	2448±93	2452±93	2461±17	0.5

¹ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию $0.12 \pm 0.04\%$.

² Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели (Stacey, Kramers, 1975).

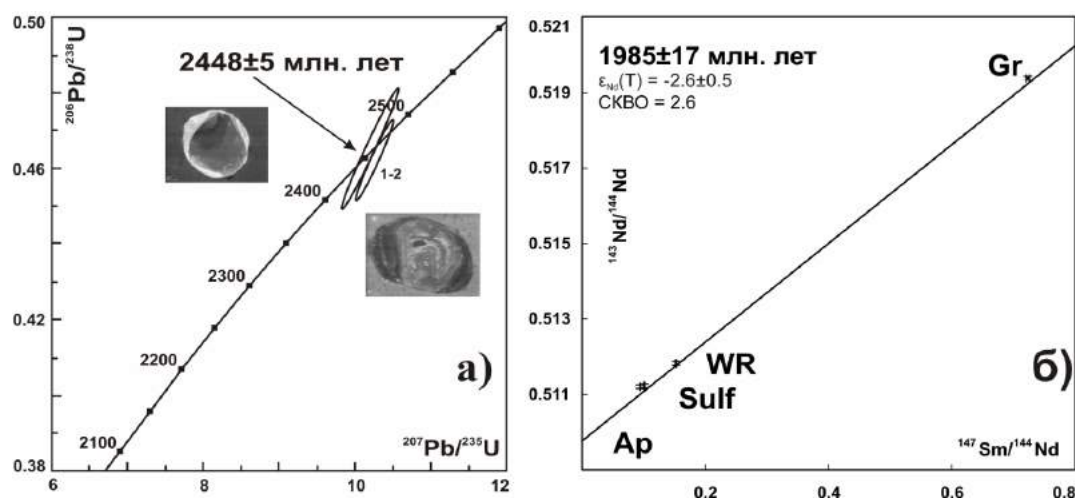


Рис. 1. Изотопная U-Pb диаграмма для единичных зерен циркона из метагаббро (а), минеральная Sm-Nd изохрона для метагаббро (б) (проба 200, Колвицкий массив)

Изотопные U-Pb исследования выполнены в статическом режиме на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 по методике (Баянова и др., 2007). Для целей изучения времени наложенных полиметаморфических процессов были проведены изотопные Sm-Nd исследования метаморфических минералов (Ap, Sulf, Grt, WR), выделенных из метагаббро Колвицкого массива (проба 200). Новый полученный для метагаббро Sm-Nd возраст Колвицкого массива равен 1985 ± 17 млн лет (рис. 1б) и соответствует времени гранулитового метаморфизма, широко проявленного в пределах Лапландского гранулитового пояса (Пожиленко и др., 2002; Ранний докембрий..., 2002). Модельный T_{DM} Sm-Nd возраст протолитов Колвицких габброидов 2.8–3.3 млрд лет с $I_{Sr} = 0.703$ и является характерным для палеопротерозойских расслоенных Cu-Ni, Cr, Ti-V и ЭПГ интрузий Балтийского щита (Митрофанов и др., 2013).

Изучение распределения и концентраций REE в кристаллах циркона было проведено на базе ИХТРЭМС КНЦ РАН согласно методике (Николаев и др., 2016) и проводилось методом масс-спектрометрии с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) на ELAN 9000 DRC-е с лазерным испарителем UP 266 MAKRO. Были изучены 5 зерен циркона 4-х морфотипов, которые характеризуются низкими суммарными содержаниями REE от 38.8 до 918.4 ppm (табл. 2). Спектры распределения REE в кристаллах циркона характеризуются низкой долей легких REE и высокими содержаниями тяжелых REE, чем объясняется крутой положительный наклон графиков, осложненных отрицательными Eu-аномалиями и положительными аномалиями Ce, что соответствует характеру распределения REE в зернах циркона магматического генезиса (рис. 2).

Таблица 2. Концентрации REE, Hf и Ti в цирконе из метагаббро Колвицкого массива

Элементы	Номера образцов*				
	8-1-1 ¹	8-1-2 ¹	8-2-2 ²	8-3-2 ³	8-4-2 ⁴
	Концентрация, ppm				
Y	46.5	95.2	160.8	1095	126.9
La	0.01	0.04	0.01	0.14	0.01
Ce	0.16	0.30	2.36	12.1	1.30
Pr	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Nd	0.88	1.22	0.77	2.66	1.43
Sm	1.60	0.74	1.01	2.66	0.41
Eu	0.15	0.15	0.10	0.43	0.01
Gd	2.10	1.77	3.41	9.30	6.68
Tb	0.58	0.54	0.91	2.92	1.97
Dy	5.19	8.62	13.6	44.6	13.0
Ho	2.30	3.13	4.67	23.4	4.29
Er	7.50	15.8	20.4	150.4	19.8
Tm	1.93	4.12	6.33	44.1	3.18
Yb	13.3	40.1	50.5	503.8	33.4
Lu	3.05	7.37	7.32	121.8	4.33
Hf, %	0.16	0.23	0.55	1.16	0.22
Сумма REE	38.8	84.0	111.4	918.4	89.8
Номер пробы	Концентрация Ti, ppm		Температура. °C		T _{ср.} °C
8-1-1	10.6		746.5		778
8-1-2	27.1		837.0		
8-3-2 1	22.1		815.6		
8-3-2 2	11.7		754.9		
8-4-2 1	21.3		812.1		
8-4-2 2	8.12		723.2		

Примечание: *средние значения РЗЭ в кристалле

¹ Изометрические кристаллы водянопрозрачного цвета. Поверхность зерен не корродированна, блеск стеклянный, внутрифазовая неоднородность выявлена слабо. Средние размеры – 0.105x0.105 мм, Ку–1. Величина массы среднего кристалла – 2.2x10⁻⁶ г.

² Призматические кристаллы водянопрозрачного цвета. Поверхность зерен не корродированна, блеск стеклянный, выявлена внутрифазовая неоднородность, которая представлена каймой другого цвета. Средние размеры – 0.140x0.07 мм, Ку–2. Величина массы среднего кристалла – 2.7x10⁻⁶ г.

³ Призматические кристаллы светло-коричневого цвета. Зерна полупрозрачные, поверхность слабо корродированна, блеск стеклянный, выявлена внутрифазовая неоднородность, представленная тонкой ритмичной зональностью. Средние размеры – 0.175x0.105 мм, Ку–1.6. Величина массы среднего кристалла – 7.7x10⁻⁶ г.

⁴ Обломки кристаллов молочного цвета. Зерна полупрозрачные, поверхность слабо корродированна, блеск стеклянный, выявлена внутрифазовая неоднородность. Средние размеры – 0.175x0.175 мм, Ку–1. Величина массы среднего кристалла – 21x10⁻⁶ г.

Можно отметить, что доля легких REE незначительна, чем объясняются низкие значения параметра (La/Yb)_N – 2.783–7.519, цирконы обогащены Ce, т.к. значение параметра (Ce/Ce*)_N варьирует в диапазоне 0.0016–0.1249 и более обеднены Eu, поскольку, величина параметра (Eu/Eu*)_N составляет 0.0079–0.0719 (Hoskin, Schaltegger, 2003).

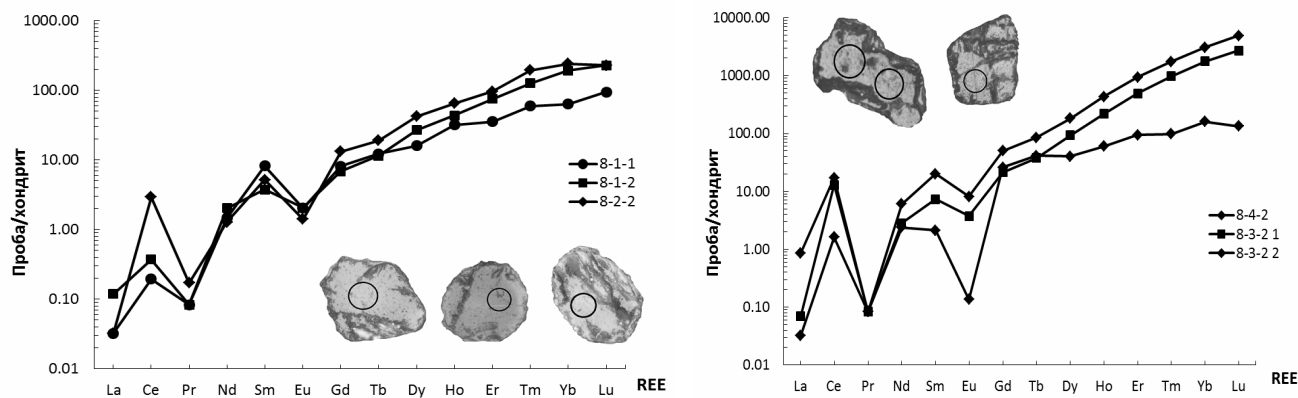


Рис. 2. Спектры распределения REE в кристаллах циркона из метагаббро Колвицкого массива (проба 200), нормированные по (Boynnton W.V., 1984)

Кроме изучения концентраций REE в кристаллах циркона были определены содержания Ti и рассчитаны температуры кристаллизации зерен циркона с использованием геотермометра (Watson et al., 2006). Средняя температура кристаллизации циркона в метагаббро равна 778 °С. Данная температура, по-видимому, служит доказательством того, что образование циркона происходило на позднем этапе кристаллизации Колвицкого массива.

Выводы:

1. Для метагаббро Колвицкого массива определен U-Pb возраст магматического формирования пород по единичным зернам циркона, который равен 2448 ± 5 млн лет.
2. Спектры распределения REE (LA-ICP-MS) в зернах циркона из метагаббро Колвицкого массива соответствует характеру распределения REE в неизмененных цирконах магматических пород.
3. Среднее значение температуры закрытия U-Pb системы и температуры кристаллизации циркона, рассчитанное по титан-цирконовому геотермометру (LA-ICP-MS), составляет 778 °С.

Авторы выражают благодарность академикам РАН Ф.П. Митрофанову и В.Т. Калинин-кову за поддержку научного направления совместных исследований.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 16-05-00305, 16-05-00367, 18-35-00246, 18-35-00152, 18-05-70082.

Список литературы

1. Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В. и др. // XVIII симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова: Тез. докл. ГЕОХИ. 14-16 ноября 2007. Москва. С. 42–43.
2. Митрофанов Ф.П. // Отечественная геология, 2006. № 4. С. 3–9.
3. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. // Доклады Академии Наук, 1993, т. 331, № 1.
4. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.Н. и др. // Геология рудных месторождений, 2013. Т. 55. № 5. С. 357–373.
5. Николаев А.И., Дрогобужская С.В., Баянова Т.Б. и др. // Доклады Академии наук, 2016. Т. 470. № 4. С. 448–452.
6. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
7. Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
8. Фриш Т., Джэксон Г., Глебовицкий В.А. и др. // Петрология, 1995, Т.3, N 3. – С. 248–254.
9. Boynnton W.V. // Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier. 1984. P. 63–114.
10. Hoffmann J. E., Svahnberg H., S. Piazzolo et al. // Precambrian Research 2012. V. 196–197. P. 149–170.
11. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. // Reviews in mineralogy & geochemistry. 2003. V. 53. P. 27–62.
12. Polat A., Appel P.W.U., Fryer B. et al. // Precambrian Research 2009. V. 175. P. 87–115.
13. Polat A., Fryer B. J., Appel P.W.U. et al. // Lithos 2011. V. 123. P. 50–72.
14. Stacey J.S. and Kramers J.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. № 2. P. 207–221.
15. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. // Contrib. Miner. Petrol. 2006. V. 151. P. 413–433.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕМЕЛОВОГО ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНОГО БАКЫ-ДЕРБЕКИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЯКУТИЯ)

Сысоев И.В.^{1,2}, Фёдоров Б.В.¹

¹Российский государственный геологоразведочный университет, li.sysoyev@gmail.com

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

Введение. В пределах изучаемой территории (Верхоянский район Якутии, листы R-53-XXXV, XXXVI Государственной геологической карты России масштаба 1:200000) Баки-Дербекинский комплекс представлен Хатыннахским гранитным массивом, Матыйским базитовым интрузивным телом и комплексом даек. Целью настоящей работы является анализ и сопоставление результатов исследования данных пород для определения условий и стадий формирования Баки-Дербекинского комплекса. Изучение данного комплекса проводилось в рамках полевых и камеральных работ по составлению (переизданию) листа R-53 Государственной геологической карты России третьего поколения масштаба 1:1000000.

Методы исследования. На объекте исследования было отобрано и описано 29 штучных проб, из которых изготовлено 22 полированных шлифа. Минеральный состав и структурно-текстурные особенности пород были изучены с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX53P в лаборатории петрографии имени академика А.Н. Заварицкого в ИГЕМ РАН. Определение пороодообразующих элементов и микроэлементного состава пород проведено в лаборатории ВСЕГЕИ методами рентгенофлуоресцентного анализа и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS).

Хатыннахский массив. В пределах изучаемой территории Хатыннахский массив представлен своей северной частью площадью 180 км² и сложен кислыми породами, из которых большая часть приходится на граниты. Гранодиориты встречаются в апикальных частях батолитов и образуют малые дайковые тела. Также в пределах массива встречаются малые штокообразные тела и дайки гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, дацит-порфиров, риодацит-порфиров, риолит-порфиров, и, кроме того, тесно ассоциирующие с крупными массивами дайки биотитовых мелкозернистых гранитов, лейкогранитов, аплитовидных гранитов, жилы аплитов и пегматитов.

Граниты имеют массивную, реже такситовую текстуру. Структура гранитов полнокристаллическая неравномернозернистая, вплоть до порфировидной, встречаются также участки гранитов с аплитовой структурой. По степени идиоморфизма минеральных зерен граниты имеют гипидиоморфнозернистую и аллотриоморфнозернистую структуры. Крупно- и среднезернистые граниты слагают, как правило, центральные части массивов, мелкозернистые приурочены к апикальным частям массива. Биотитовые граниты имеют следующий минеральный состав (главные минералы даны в объемных процентах): 40–50% плагиоклаза, 20–30% кварца, 20–30% каликатрового полевого шпата, 4–12% биотита. Плагиоклаз представлен как незональным олигоклазом, так и зональными разновидностями, в кайме которых находится олигоклаз и олигоклаз-андезин № 20-31, а в центральных частях – олигоклаз-андезин, андезин № 31-48. Зерна каликатрового полевого шпата имеют размер до 5 мм и содержат пертиты. Зерна биотита достигают размера 2 мм, имеют коричневый цвет и содержат множество включений циркона, апатита, монацита и ильменита. Двуслюдяные граниты отличаются от биотитовых гранитов присутствием мусковита в количестве 5–7%. Порфировидные выделения в них представлены микроклином и кварцем. Среди аксессуарных минералов, помимо ильменита, апатита, монацита и циркона, в них присутствуют гранат, ксенотим и касситерит.

К особенностям химического состава гранитов Хатыннахского массива по главным элементам (табл. 1) можно отнести высокое содержание глинозёма (14–15 мас. % Al_2O_3), что делает их корунд-нормативными (1.0–2.4 % нормативного корунда), повышенное содержание щелочей (3.43–3.57 мас. % Na_2O и 3.58–3.64 мас. % K_2O), что позволяет отнести их к умереннощелочному

ряду, низкое содержание CaO (1.69–1.94 мас. %), характерное для S-гранитоидов, а также низкие содержания TiO₂, MgO, P₂O₅ и MnO, не превышающие 1 мас. %. К особенностям химического состава гранитов Хатыннахского массива по примесным элементам можно отнести отрицательные аномалии по Ti, Sr, Ba, характерные для посторогенных S-гранитоидов (Rogers, Greenberg, 1990), и легкую Ta-Nb отрицательную аномалию, которая обычно наследуется от коровых источников (Rudnik, 1995) и свойственна внутриплитному магматизму (Наумов и др., 2017). Также граниты массива обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ((La/Yb)_n = 3.79–4.52). Спектры РЗЭ гранитов выполаживаются от легких РЗЭ к тяжелым ((La/Sm)_n = 2.73–3.18; (Gd/Yb)_n = 1.05–1.09) и имеют отрицательную Eu-аномалию (Eu/Eu* = 0.30–0.37).

Таблица 1. Химические составы пород (мас. %)

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
Хатыннахский гранитный массив												
2052	71.9	0.26	14.7	2.81	0.051	0.61	1.94	3.57	3.58	0.089	0.69	100.2
1032В	74.7	0.18	13.4	2.25	0.047	0.47	1.66	3.21	3.50	0.087	0.48	99.98
1032Д	73.4	0.22	14.0	2.57	0.052	0.55	1.69	3.43	3.64	0.069	0.44	100.1
Базиты Матыйского интрузива												
1049-180	50.6	1.59	18.9	9.31	0.15	5.92	10.2	1.68	0.6	0.11	1.02	100.08
1022-45	49.0	0.89	19.2	9.61	0.14	7.88	9.45	1.97	0.6	0.1	1.14	99.98
2040-670	50.2	0.55	18.3	8.01	0.17	9.33	9.3	1.72	0.91	0.063	1.44	99.99
1022	49.2	1.19	18.7	10.0	0.15	7.47	9.06	1.85	0.71	0.082	1.61	100.02
1023-665А	50.7	1.72	17.4	9.19	0.17	6.36	11.1	1.65	0.64	0.13	1.02	100.08
1047-430	51.2	0.59	19.1	6.74	0.14	8.16	10.1	1.9	0.81	0.075	1.11	99.92
1047-885	51.0	1.01	24.6	5.51	0.086	2.44	10.6	2.76	0.75	0.24	1.25	100.25
1048-200	48.1	0.48	13.6	12.0	0.18	14.8	6.97	0.89	1.03	<0.5	1.94	99.99
Средние породы Матыйского интрузива												
1047-660А	52.2	2.88	18.9	9.64	0.14	3.91	7.16	2.99	1.24	0.62	0.43	100.11
1047-20	59.5	1.43	17.3	7.75	0.12	3.03	4.76	3.1	2.27	0.26	0.54	100.06
1047-215	54.1	0.89	20.6	6.26	0.11	4.62	7.8	2.25	2.03	0.069	1.49	100.22
1047-538А	59.2	1.35	17.3	7.85	0.13	2.25	4.92	3.28	2.87	0.25	0.77	100.17
Фрагменты кислых пород в Матыйском интрузиве												
1023-565	65.6	0.7	16.1	4.82	0.085	1.8	2.85	3.07	3.57	0.15	1.3	100.04
1047-507	70	0.4	15.3	3.53	0.053	0.84	2.22	3.48	3.62	0.13	0.5	100.07
1023-605	65.2	0.75	16.4	4.97	0.083	1.71	3.67	3.52	2.9	0.17	0.73	100.1
1023-665В	72.8	0.16	15.1	1.67	0.019	0.47	2.78	4.02	2.36	0.059	0.58	100.02
Лейкограниты в Матыйском интрузиве («дайка»)												
1048	77.5	0.01	12.9	1.15	0.037	0.15	0.85	4.05	3.36	<0.5	0.27	100.28

Матыйский интрузив. Матыйское интрузивное тело расположено у западной границы Хатыннахского массива и занимает площадь около 2.5 км². В его пределах обнаружены породы самого разного состава: от габбро до лейкогранитов, что отражает его сложную историю формирования.

Основной объем пород приходится на базиты (габбро, роговообманковое габбро), которые предыдущими исследователями (Заусаев, 1976) были отнесены к диоритам. Однако после детального изучения Матыйского интрузива геологической партией Герцевой М.В. в 2016–2018 гг., а также после анализа их петрографии и геохимии, данные породы следует отнести к габбро и роговообманковому габбро. Они имеют массивную текстуру, полнокристаллическую среднезернистую гипидиоморфнозернистую структуру и следующий минеральный состав (содержание главных минералов дано в объемных процентах): 50–60% плагиоклаза, 30–40% амфибола, 10% биотита. Второстепенные: кварц, рудный минерал, реликты ортопироксена в амфиболе и акцессорный циркон. Плагиоклаз, как правило, зональный: в ядре он отвечает битовниту № 76, а внешнюю зону составляет андезин № 43. Амфиболы в данных породах встречаются двух видов: ярко окрашенный в коричневые цвета высокотемпературный амфибол и практически бесцвет-

ный низкотемпературный. В амфиболе изредка сохраняются реликты ортопироксена, которые часто замещены агрегатами беспорядочно ориентированных иголок актинолита. Кроме того, в амфиболах встречаются пойкилитовые включения плагиоклаза и ортопироксена. Биотит в данных породах присутствует в двух разновидностях: ярко-коричневый, окружающий и реакционно замещающий высокотемпературный амфибол, и полностью хлоритизированный, образующий сростки пластин вокруг рудного минерала. Породы содержат 48.1–51.2 мас. % SiO_2 и по этому признаку относятся к базитам. Они также являются кварц нормативными (до 4% нормативного кварца) и содержат 13.6–24.6 мас. % Al_2O_3 . По сумме щелочей (1–3 мас. % Na_2O и 0.7–2.8 мас. % K_2O) габбро являются низкощелочными (табл. 1). Кроме того, габбро имеют высокие концентрации MgO (3–14 мас. %), Cr (180–500 ppm), V (200–260 ppm). Среди базитов встречаются в различной степени обогащенные РЗЭ породы. При этом слабо обогащенные разновидности близки к изначально мантийным выплавкам. Тяжелые РЗЭ фракционированы слабо ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.2\text{--}1.5$), по легким РЗЭ наблюдается обогащение ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 3.3\text{--}5.5$). Также спектры РЗЭ габбро имеют положительную Eu -аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.2\text{--}1.9$).

Средние породы Матыйского интрузива представлены кварцсодержащими и кварцевыми диоритами, которые располагаются вблизи кислых пород, предположительно образующих даечный комплекс, и у краевых частей интрузива. Они имеют массивную текстуру и полнокристаллическую неравномернотекстурированную гипидиоморфнотекстурированную структуру с элементами пойкилитовой. Минеральный состав (главные минералы даны в объемных процентах): 60–80% плагиоклаза, 10–20% биотита, 3–10% амфибола, 1–15% кварца, до 3% рудного минерала. Акцессорные: апатит, циркон, ильменит. Плагиоклаз отличается характерной зональностью, при которой центральная часть кристалла (лабрадор, битовнит) имеет резкую границу с его периферией (андезин). Высокотемпературные амфиболы в значительной степени замещены актинолитом, а биотит хлоритизирован. Породы являются корунд-нормативными (нормативного корунда до 1.7%), высокоглинозёмистыми (17–20 мас. % Al_2O_3), относятся к ряду пород нормальной щелочности (2.9–3.1 мас. % Na_2O и 1.2–2.8 мас. % K_2O) (табл. 1), обогащены легкими и обеднены тяжелыми РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 4.3\text{--}5.5$), причем спектры выполаживаются к тяжелым РЗЭ ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.2\text{--}3.1$; $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.3\text{--}1.5$). Также имеется слабая положительная Eu -аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{--}1.3$).

Фрагменты кислых пород в Матыйском интрузиве, по данным предыдущих исследователей (Заусаев, 1976), представляют собой даечный комплекс субгоризонтального простирания, однако в ходе полевых работ геологической партии Герцевой М.В. в 2016–2018 гг. их геологическое положение в качестве серии даек подтверждения не нашло. Более вероятно, что это крупные фрагменты Хатыннахских гранитоидов, оторванные от материнского массива при внедрении матыйских базитов. Данные фрагменты представлены биотитовыми гранитами с массивной текстурой и полнокристаллической порфировидной гипидиоморфнотекстурированной структурой. Минеральный состав (в объемных процентах): 45–50% плагиоклаза, 25–30% кварца, $\approx 20\%$ каликатрового полевого шпата, 5–7% биотита, акцессорный циркон. Зерна плагиоклаза имеют ритмичную зональность, при которой внешние зоны сложены олигоклазом № 13–15, а в пятнах ближе к ядру андезин № 45. Каликатровый полевой шпат образует порфировидные выделения размером до 1 см и содержит множество пертитов. В матриксе наблюдаются крупные сростки зерен кварца (до 1 см) и плагиоклаза (до 4 мм), между которыми располагаются участки, сложенные мелкозернистым плагиоклазом, кварцем и биотитом. Породы имеют признаки ороговикования. По химическому составу данные граниты близки к Хатыннахским гранитам, поскольку так же являются корунд-нормативными, умереннощелочными, обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых и имеют отрицательную Eu -аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.30\text{--}0.37$).

Лейкогранитовая дайка в Матыйском интрузиве имеет массивную текстуру и полнокристаллическую неравномернотекстурированную аллотриоморфнотекстурированную структуру с элементами грануляционной. Минеральный состав (в объемных процентах): 35–47% плагиоклаза, 30–35% кварца, 20–25% каликатрового полевого шпата, 3–5% биотита. Плагиоклаз представлен олигоклазом № 25. Лейкограниты являются корунд-нормативными (нормативный корунд 1.17%),

по сумме щелочей (4.0 мас. % Na_2O и 3.4 мас. % K_2O) относятся к ряду умеренной щелочности (табл. 1), обеднены легкими и обогащены тяжелыми РЗЭ ($\text{La/Yb}=1.23$; $\text{La/Sm}=1.73$; $\text{Gd/Yb}=0.67$), имеют сильную отрицательную Eu-аномалию ($\text{Eu/Eu}^*=0.06$).

Заключение. Бакы-Дербекинский комплекс представляет собой бимодальную серию пород, типичную для посторогенного антидромного магматизма: сначала образуются существенно большие по объему гранитные массивы за счет частичного внутрикорового плавления, а затем внедряются мантийные выплавки, частично контаминированные коровым веществом, которые образуют меньшие по объему базитовые тела. За счет взаимодействия мантийного вещества с окружающим коровым веществом образуются гибридные породы, а также лейкократовые выплавки из гранитоидов, характерные для позднеколлизийных этапов. В пользу данной версии также говорит то, что данный район расположен в зоне коллизийного магматизма, для которого характерна антидромная последовательность внедрения. Также данная версия подтверждается полученными данными для абсолютного возраста пород: 140 млн лет по U/Pb методу для Хатыннахского массива и 122 млн лет по Ar/Ar* методу для Матыйского интрузива.

Список литературы

1. Заусаев А.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Яно-Индигирская. Лист R-53-XXXV, XXXVI. Объяснительная записка. М., 1976. 72 с.
2. Наумов М.В., Кухаренко Е.А., Костин А.Е., Ремизов Д.Н. Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 168 с.
3. Rogers J.J.W., Greenberg J.K. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major element and trace-element chemistry and possible origins // J. Geology. 1990. V. 98. P. 291–309.
4. Rudnick R.L. Making continental crust // Nature. 1995. V. 378. P. 571–578.

ИЗМЕНЕНИЕ ФАЗОВОГО СОСТОЯНИЯ ВЕЩЕСТВА И МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДАШКЕСАНСКОГО ИНТРУЗИВА МАЛОГО КАВКАЗА

Сулейманлы Р.Дж.¹, Юзбашева У.А.²

¹Дашкесанский ГОК, ulyam2017@mail.ru

²Бакинский Государственный Университет

Изучение динамики процессов, сопровождавших становление интрузивов показало, что морфология изотерм теплового поля зависит от формы исходного интрузива в условиях изотропной вмещающей среды. Сложение вертикальных и горизонтальных тепловых потоков способствовало возникновению горизонтальной ориентировки изотерм в области плоской кровли массива. В аномальных локальных участках создавались условия стабильных температур, сохранявшихся в течение длительного периода времени. Вся картина развития земной коры и земной поверхности подверглась коренному пересмотру с мобилистских позиций. При этом, естественно, выявилось, что в действительности все процессы, описываемые тектоникой плит, протекают в более сложной форме, чем ею первоначально постулировалось. Но эти поправки все же не затрагивали главной идеи, заложенной в основу данной концепции. Исключение составила необходимость объяснения магматизма, проявляющегося внутри плит, который характерен для коллизийных зон, которые рассматривались как внутренне монолитные. На всех этих коллизийных границах Малого Кавказа наблюдается заметный скачок в изменении скорости распространения сейсмических волн (Ахмедов, 1965) свидетельствующий о соответствующем изменении фазового состояния вещества, о смене одних минеральных видов с глубинной другими (Alekseev, Alekseev, 2017).

Дашкесанский рудный район, располагающий крупными месторождениями железных руд, кобальта, алунита, барита, марганца, алунито-пиррофиллита, каолинита, вторичных кварцитов, мрамора и других рудных и нерудных полезных ископаемых, играет довольно важную роль в экономике Азербайджанской Республики; в его пределах значительно развита горно-рудная промышленность. В геологическом строении рудного района принимают участие вулканогенные, вулканогенно-осадочные, интрузивные и метаморфические породы, относящейся по возрасту к среднему и верхнему отделам юры. Наиболее древние породы в рудном районе относятся по возрасту к верхнему байосу, и составляют нижнюю часть северного склона горы Камаргая у село Шарукар. На них налегают агломератовые лавы, а затем горизонт желтых туфопесчаников нижнего бата, выше идут туфоконгломераты, туфобрекчии и туфопесчаники верхнего бата. Они покрываются маломощным горизонтом аргиллитов и песчаников келловея, сменяющимся мощными горизонтами карбонатных пород оксфорда, выше располагается алунитовая толща, перекрывающаяся туффитами кимериджа. В пределах Дашкесанского рудного района наблюдается большое количество выходов на дневную поверхность интрузивных массивов, внедрившихся последовательными этапами, с каждым из которых связаны определенные оруденения, серия даек или группы интрузивов. Причем разновозрастные дайки во многих случаях могут иметь близкий петрографический состав. В соответствии с этим, изучение интрузивных массивов и их дайковых пород необходимо проводить наряду с детальными петрографическими и геохимическими исследованиями, тщательным кристаллохимическим определением порообразующих минералов интрузивных пород и даек с целью воссоздания истории их формирования.

Интрузивные образования играют весьма существенную роль в геологическом строении Дашкесанского рудного района. Зафиксированные здесь более 60 выходов интрузивных тел типа штоков, секущих и пластовых апофиз, занимающие вместе с более чем 400 дайками общую площадь около 30 кв. км, представляют собой часть мощного полифациального и полифазного интрузивного комплекса. Интерес к интрузивам Дашкесанского района, вызванный тем, что с ними, по единодушному мнению, генетически связано оруденение этого района, был всегда очень большим. И хотя они тщательно изучались многими исследователями в разное время, все же и сейчас не по всем вопросам существует единое представление. Долгое время был дискуссионным вопрос о возрасте: К.Н. Пафенгольц дашкесанский интрузив считал верхнеэоценовым, Ш.А. Азизбеков – верхнемеловым, В.Н. Котляр допускал возможность досеноманского возраста, В.Е. Хаин считал интрузив определенно досеноманским-послеверхнеюрским. Р.Н. Абдуллаев, Г.И. Керимов и М.А. Кашкай относили интрузив к нижнему мелу (Ахмедов, 1965; Отчет..., 1962). Это заключение увязывается с полученными М.А. Кашкай данными об абсолютном возрасте. Определение возраста аплита из Дашкесанского интрузива, взятого в местности Баянсар, показало, что возраст укладывается в интервале 100–150 млн лет, что соответствует нижнемеловой эпохе. Приведенные данные дают основание считать доказанным нижнемеловой возраст дашкесанского интрузивного комплекса (Отчет..., 1962). Этим сложным интрузивом прорван весь комплекс пород средней и верхней юры. Долгое время все исследователи считали интрузив палеофациальным, но монофазным. Впервые закартировавший район К.Н. Пафенгольц считал интрузив монофазным. Такого же мнения придерживались Ш.А. Азизбеков и Д.М. Ахмедов (Ахмедов, 1965). Однако наблюдения М.А. Кашкай (Отчет..., 1962) показали, что интрузив не только полифациальный, но и полифазный. По мнению М.А. Кашкай, внедрение дашкесанских интрузивов происходило из единого магматического очага при неомских складчатых движениях, обусловивших четыре фазы внедрения: I фаза – габброиды, II фаза – гранитоиды, III фаза – граноаплиты и IV фаза – диабазы (дайки).

Первая фаза интрузивной деятельности характеризуется внедрением магмы основного состава. Отдельные интрузивные массивы первой фазы зафиксированы в районе с. Казахёлчулар, г. Пирсултан, п. Рудник и др. местах. Морфологически это секущие тела типа штоков, сопровождающиеся небольшими (площадью до нескольких сотен квадратных метров) апофизами того же состава. Основная масса внедрявшегося материала была размещена в централь-

ной части района, где расчлененные поздними внедрениями остатки интрузива сохранились в виде отдельных массивов в долине реки Кошкарчай (в близи пос. Рудник) и в долине ручья Моллагасанлысу. Породы первой фазы представлены габбро, ортоклазовыми габбро-диоритами, кварц-ортоклазовыми габбро-норитами, габбро-сиенитами, авгит-диопсидовыми диоритами и др. В отдельных частях интрузива горы Пирсултан встречены роговообманково-пироксеновые кварцсодержащие сиенит-диориты и пироксен-роговообманковый адамеллит. Но в целом эти породы не характерны для первой фазы интрузии.

Интрузив второй фазы внедрения, как по фациальному составу, так и по морфологии значительно более сложный. Состав магмы среднекислый. Кроме главного интрузива, занимающего более 25 кв. км, фиксируется большое число апофиз, обнажающихся на площади от нескольких квадратных метров до нескольких тысяч квадратных метров. Состав пород всех выходов меняется в очень широких пределах от адамеллитов до габбро, габбро-норитов и габбро-диабазов. При этом основная масса пород представлена адамеллитами, гранодиоритами, банатитами, диорит-сиенитами и сиенит-диоритами, а в краевых частях основного интрузива, в эндоконтактах и апофизах преобладают средние и основные разности: сиенит-диориты, диориты, габбро-диориты, габбро-нориты и габбро. Обнажаются они в районе с. Моллагасанлы, горы Зиаратдаг и горы Пирсултан. Для пород второй фазы внедрения характерны явные черты гибридного происхождения. Значительно большее, чем в породах первой фазы разнообразие пород, связанное с повышенной ассимиляционной способностью магмы, давшей вторую фазу интрузии и обусловленное большим богатством магмы летучими компонентами. Взаимоотношения между породами первой и второй фаз интрузива легко устанавливаются. Кроме наблюдаемого резкого интрузивного контакта между породами первой и второй фаз в некоторых пунктах, как, например, в районе с. Моллагасанлы и севернее кладбища у последнего селения, фиксируются апофизы интрузива второй фазы, для которых вмещающими породами являются габброиды первой фазы. Кроме этого, в приконтактной полосе интрузива второй фазы встречены ксенолиты габбро первой фазы. Все эти факты, безусловно, доказывают, что вторая фаза внедрения интрузии произошла тогда, когда интрузив первой фазы уже консолидировался. Однако, сходство пород первого и второго внедрения, наличие в некоторых местах переходов между ними и одинаковых гибридных разностей и особенно, большое сходство пород по составу микроэлементов, позволяет считать, что эти оба внедрения представляют хотя и самостоятельные фазы внедрения, но настолько близкие по времени, что процессы дифференциации магмы еще не успели привести к существенному различию в составе пород. Может быть правильнее было бы даже говорить не о фазах, а о подфазах внедрения.

Третья фаза внедрения в Дашкесанском интрузивном комплексе выделяется вполне отчетливо и магма характеризуется более кислым составом. Породы представлены жильными лейкократовыми разностями: плагиоклазитами, циорит-аплитами, сиенит-аплитами, гранит-аплитами, аплитами и плагиоаплитами. Тела, сложенные ими, – это обычно мелкие неправильной формы жилы и прожилки, крупные инъекции в виде трещинных интрузий мощностью до первых десятков метров и протяженностью более одного километра. Встречаются и морфологически более сложные тела, но общая конфигурация последних и соотношения с вмещающими породами указывают на то, что камеры, в которых разместились магма третьей фазы внедрения, имели трещинный характер. Наиболее мелкие из этих интрузивов – прожилки и небольшие жилы – распространены, в основном, в породах первой и второй фаз. Встречаются они повсеместно. Более крупные тела тяготеют к району селения Моллагасанлы и восточнее. Здесь в долине ручья и на водоразделе с ущельем Баянсары зафиксировано несколько наиболее крупных тел и большое число мелких граноаплитовых жил. Характерно, что интрузия третьей фазы, за исключением незначительного числа мелких прожилков, почти нигде не выходит за пределы развития пород первой и второй фаз. В породах второй и третьей фаз по трещинам отмечается скарирование. Наиболее широкое площадное распространение имеют дайки, относимые в четвертой фазе внедре-

ния. В районе зафиксировано около 400 даек протяженностью от 1.5–2.0 км. Большинство даек представлено породами основного состава – диабазами и диабазовыми порфиритами. С ними регенетически связано сульфоарсенидное оруденение кобальта. Выделяются дайки габбро-порфиритов, андезитовых порфиритов, диоритовых порфиритов. Простираение даек различное, но преобладают четыре направления: СВ 30–40°, СВ 70–80°, СЗ 275–295°, СЗ 310–320°. Чисто в приальбандовых частях даек наблюдаются характерные гидротермальные изменения. В контактах также проявляются скарновые и послескарновые процессы с образованием граната, эпидота и других минералов. Подавляющее число даек представлено породами основного состава и только некоторые – кварцсодержащими разностями. В некоторых дайках отмечается изменение состава по вертикали – в наиболее гипсометрически высоких частях они сложены породами среднего и даже кислого состава, тогда как в глубинных эрозионных срезях – это диабазы и габбро – порфириты. Это обстоятельство сделало невозможным выделение даек по составу пород. Все эти породы даек в той или иной степени метаморфизованы – ороговикованы, эпидотизированы, хлоритизированы, иногда скарнированы и даже замещены магнетитом. Последний факт представляет значительный интерес при выяснении возрастного взаимоотношения даек и гидротермальной минерализации. Возрастное соотношение даек с интрузиями первой и второй фаз устанавливается очень легко. В районе горы Пирсултан и села Казахёлчулар дайки пересекают породы первой фазы. В районе села Моллагасанлы имеются дайки, пересекающие породы первой фазы и переходящие в породы второй фазы. Следовательно, дайки не древнее второй фазы. Значительно большую трудность представляет установление взаимоотношения пород третьей фазы и даек. Полевыми наблюдениями удалось установить, что только в одном месте – в ущелье в 1 км к СВ от окраины селения Ахмедлы – дайка аплита сечётся дайкой диабаза. Все дайки являются строго одновозрастными образованиями. Среди них встречаются как перекрещивающиеся дайки, представляющие сопряженные трещины, выполненные породами одной инъекции, так и пересекающиеся, когда одна дайка «сечёт» другую и является по отношению к ней более молодой. Однако это не может служить основанием для разделения дайкового комплекса на несколько самостоятельных фаз. Это лишь показывает, что тектонические движения, обусловившие образование влияющих трещин и инъекцию в них магмы, носили пульсирующий характер, тогда как в целом тектонический режим оставался устойчивым на протяжении всего времени формирования трещинных интрузий. Учитывая движение потока магм, становление рудообразующих порфировых интрузий завершающей фазы происходило на фоне воздымания крупных блоков пород, вмещающих гранитоидные плутоны, и сопровождалось их эрозией. Транспорт расплава в гипабиссальную зону осуществлялся по магмоводам – трещинным каналам различного происхождения. Специальные расчеты движения расплава по каналу с учетом кристаллизации магмы на стенках канала и снижения пропускной способности показали, что из перемещенного количества магмы могло сформироваться гипабиссальное тело объемом в сотни кубических километров. Передвижение магм в верхние горизонты коры и неизбежная при этом частичная кристаллизация расплавов в результате охлаждения и потери флюида ведут к развитию дренирующих структур. В основании гипабиссального интрузива формировалась зона просачивания глубинного флюида. В результате возникала магматогенная гидротермальная система, развивающаяся в процессе кристаллизации расплава. Это в значительной степени предопределяло место формирования рудного узла: для образования крупных промышленных концентраций железорудных металлов дашкесанского типа необходимо достижение гидротермального потока не менее 10.7 г/см². Таким образом, хотя среди даек четвертой фазы внедрения и выделяются разновозрастные образования, сформированы они в один этап, эквивалентный другим фазам сложного дашкесанского интрузива. В пределах всех фазовых образований наблюдаются фациальные переходы, а также собственно жилы и апофизы. Под воздействием этого сложного интрузива на вмещающие породы в Дашкесанском рудном районе образовались: контактово-метасоматические скарново-магнетитовые месторождения, гидротермальное кобальтовое, гидротермально-метасоматическое алунитовое и пиротиллитовое месторождения.

Список литературы

1. Ахмедов Д.М. Некоторые вопросы генезиса железорудных месторождений Дашкесанского рунного района. Геологии рудных месторождений. Москва. 1965 г. № 6. С. 91–95.
2. Исмаил-заде А.Д. Геохимическая эволюция альпийского базитового вулканизма Малого Кавказа. Труды Института Геологии АНА. № 28. Баку. 2000 г.
3. Кашкай М.А., Мамедов А.И. Перлиты, обсидианы и пехлштейны и их минералого-петрографические и физико-химические особенности. Баку. 1961 г. С. 43–76.
4. Отчет о геолого-разведочных работах на железные и кобальтовые руды в Дашкесанском рудном районе, том I. Баку. 1962 г.
5. Сводный отчет по результатам доразведки Северо-Западного участка Дашкесанского железорудного месторождения за 1971–75 гг. Баку. 1976 г.
6. Alekseev V.I., Alekseev I.V. Strategic metals in complexes of subalkaline rare-metal granites and metasomatites from the Russian sector of Asia-Pacific geodynamic zone. Proceedings of XXXIV International Conference. "Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits" Miass, 4–9 August 2017 / Editors V.A. Zaitsev & V.N. Ermolaeva. – M: Geokhi ras, 2017. P. 6–9.

ВЛИЯНИЕ МОДИФИЦИРОВАНИЯ ЛЮМИНОФОРА $ZnS:Cu$ НАНОЧАСТИЦАМИ ШУНГИТОВОГО УГЛЕРОДА НА РЕЛАКСАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРИМЕСНЫХ ПАРАМАГНИТНЫХ ИОНОВ МАРГАНЦА

Таланов А.А.^{1,2,3}, Рожков С.П.², Березина О.Я.³

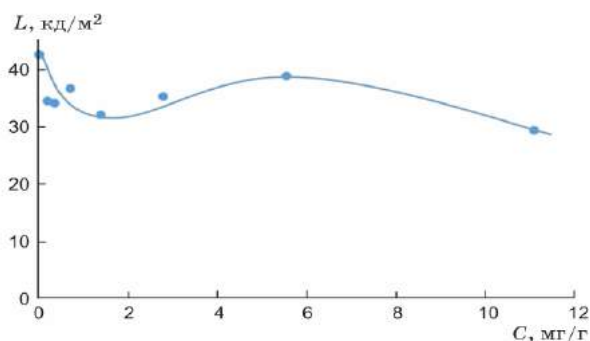
¹Институт геологии Карельского научного центра РАН, talanovalexej@yandex.ru

²Институт биологии Карельского научного центра РАН

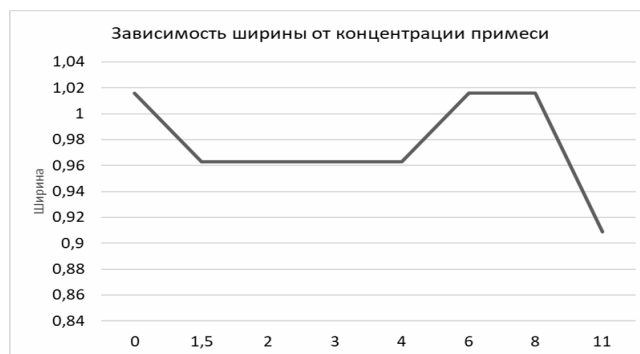
³Физико-технический институт Петрозаводского государственного университета

Шунгитовые породы Карелии имеют широкую известность и пользуются потребительским спросом в силу своих уникальных биомедицинских и физико-химических свойств, обусловленных сочетанием специфического графеноподобного шунгитового углерода (ШУ) и различных минералов. Применение ШУ обширно, от красок и отделочного камня до атомной энергетики и оптоэлектроники, в частности, электролюминесценции.

В работе поверхностный слой промышленного электролюминофора состава $ZnS:Cu$ модифицировался осаждением на его поверхность наночастиц (НЧ) шунгитового углерода (ШУ), обладающих высокой активностью и способных изменять донорно-акцепторные характеристики и электронную структуру поверхностного слоя материала даже при введении их в микроколичествах. Это неизменно оказывает влияние на физические свойства материала (рис. 1а, б).



а)



б)

Рис. 1. а) Зависимость яркости электролюминесценции исследуемых люминофоров (L) на длине волны 490 нм от количества вводимого в их состав наночастиц ШУ. б) Зависимость ширины линии спектра ЭПР от количества вводимого в их состав наночастиц ШУ

Наночастицы ШУ характеризуются многоуровневой структурой (Рожкова, 2011), возникающей в результате последовательной агрегации графеновых фрагментов порядка 1 нм. Стопки графенов размером 1.5×2.5 нм и глобулярная композиция стопок со средним линейным размером порядка 6 нм определяют вторичные и третичные уровни структуры. Агрегаты глобул размером в десятки нанометров завершают структуру. Наночастицы ШУ активно взаимодействуют с водой с образованием устойчивых водных дисперсий, имеющих нелинейно-оптические свойства. Люминофор модифицировали осаждением на его поверхность НЧ ШУ из водных дисперсий концентрацией 0.06 и 0.1 мг/л.

Спектры ЭПР от ионов марганца регистрировали на радиоспектрометре ЭПР «BRUKER»EMX. Амплитуда модуляции была 1 Гс. Мощность СВЧ изменяли от 0.2 до 50 мВт для регистрации эффектов насыщения сигнала. Примесь марганца является сопутствующей примесью исходных компонент при синтезе люминофора ZnS:Cu (Бачериков и др., 2012). Полученные нами спектры ЭПР, состоящие из 6 линий с g-фактором 2.0026, константой СТС 66.9 Гс, полушириной линий 1.2–1.3 Гс., характерны для парамагнитных ионов марганца в неупорядоченных системах с малым их содержанием (рис. 2). Спектры ЭПР примесных ионов марганца в кристаллах ZnS качественно и количественно отражают все особенности их кристаллической структуры, в том числе изменения объема, занимаемого дефектами упаковки (Филиппов, 2013).

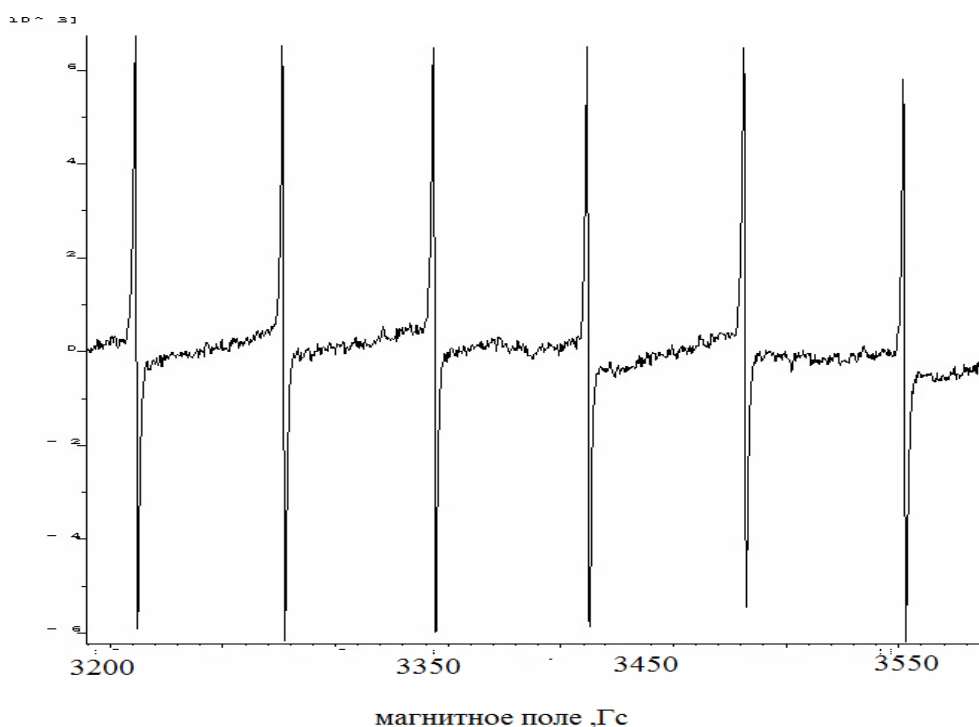


Рис. 2. Спектр ЭПР от ионов марганца

В результате работы были получены графики зависимости интенсивности и ширины 2 и 5 линий спектра от СВЧ мощности (рис. 3). На полученных графиках можно наблюдать немонотонное изменение ширины линий и интенсивности с увеличением концентрации наночастиц шунгитового углерода, которое коррелирует с зависимостью яркости электролюминесценции люминофора.

Выводы. Водные дисперсии наночастиц ШУ использовали для модификации поверхности частиц ZnS:Cu – промышленного электролюминофора.

Спектр ЭПР порошка ZnS:Cu содержит параметры, соответствующие парамагнитным центрам Mn, содержащимся в неупорядоченной системе в малых концентрациях.

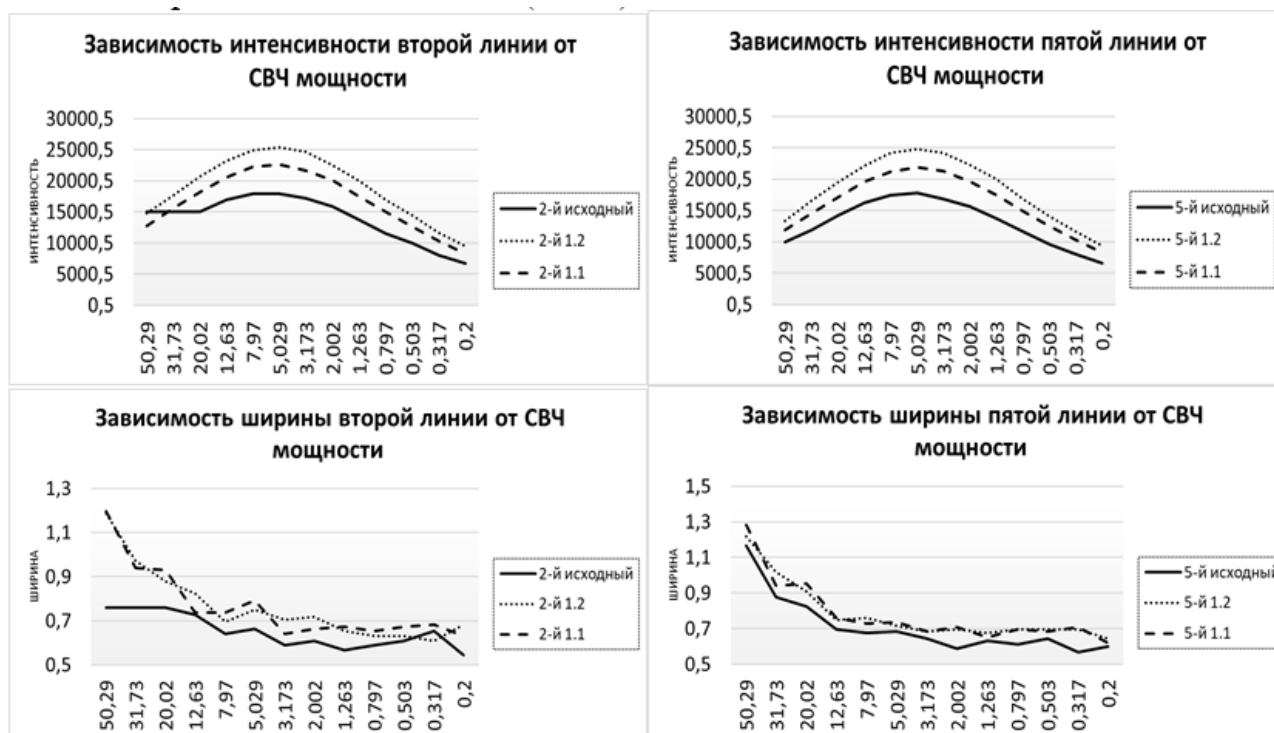


Рис. 3. Зависимости интенсивности и ширины 2 и 5 линий спектра от СВЧ мощности, где «исходный» – люминофор без примеси, «1.1», «1.2» – люминофор, с осаждением НЧ ШУ из водных дисперсий концентрацией 0.06 и 0.1 мг/л соответственно

Модификация поверхности люминофора наночастицами ШУ приводит к увеличению ширины линий и уменьшению их амплитуды при сохранении интегральной интенсивности, что может свидетельствовать о постоянстве заряда центров.

Увеличение концентрации наночастиц ШУ приводит к уменьшению объема, занимаемого дефектами (росту концентрации парамагнитных центров),

Корреляция данных по изменению яркости электролюминесценции и изменения ширины спектров ЭПР ионов Mn указывают на индуцируемую наночастицами ШУ диффузию примесей Cu и Mn в объем микрокристаллов и их аккумуляцию на протяженных дефектах структуры.

Исследования выполнены на научном оборудовании Центра коллективного пользования Федерального исследовательского центра «Карельский научный центр Российской академии наук».

Список литературы

1. Бачериков Ю.Ю., Корсунская Н.Е., Кладько В.П., Венгер Е.Ф., Баран Н.П., Кучук А.В., Жук А.Г. Структурные превращения в ZnS:Cu в процессе термического отжига // Физика и техника полупроводников, 2012, том 46, вып. 2.
2. Рожкова Н.Н. Наногуглерод шунгитов. Петрозаводск, ИГ КарНЦ РАН, 2011.
3. Сычев М.М., Мякин С.В., Огурцов К.А., Рожкова Н.Н., Васина Е.С., Матвейчикова П.В., Беляев В.В. Влияние модифицирования наночастицами шунгитового углерода на свойства люминофора ZnS:Cu // Оптический журнал 84, 1, 2017.
4. Филиппов М.М. Антраксолиты. Санкт-Петербург, ВНИГРИ, 2013. С. 244–255.

МАРГАРИТ В СИЛЛИМАНИТОВЫХ СЛАНЦАХ КЕЙВ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Фомина Е.Н., Пуха В.В., Мокрушина О.Д., Козлов Е.Н.

Геологический институт, Кольский научный центр РАН, *fomina_e.n@mail.ru*

Введение. Маргарит $\text{CaAl}_2(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ является алюмосиликатом из группы хрупких диоктаэдрических слюд со структурой, подобной мусковиту. От внешне сходного мусковита оптически он отличается лишь немного более низким двулучепреломлением и более высоким рельефом. В связи с этим до 1970-х гг. находки маргарита в породах были единичны и минерал считался редким. Позднее, благодаря широкому применению рентгеновского и микрозондового анализа, количество находок маргарита резко возросло. В настоящее время маргарит рассматривается как довольно распространенный минерал, встречающийся в разнообразных типах низко- и среднетемпературных метаморфитов, в метасоматитах и даже в пегматитах, причем в некоторых метаморфических и метасоматических породах он установлен в пороодообразующих количествах.

Особое внимание петрологов маргарит привлекает по причине того, что его образование возможно в весьма ограниченных физико-химических условиях (Chatterjee, 1971; Perkins et al., 1980; Storre, Nitsch, 1974; Velde, 1971). При этом данный минерал может достигать равновесия со множеством распространенных минералов (в том числе, с плагиоклазом, кальцитом, алюмосиликатами, кварцем, цоизитом). Интересен также тот факт, что в известных проявлениях возникновение маргарита, как правило, происходит в результате псевдоморфного замещения ранее образованных минералов. В большинстве случаев он формируется по алюмосиликатам (кианиту, силлиманиту, андалузиту), корунду, плагиоклазам, реже замещает цоизит, шпинель, топаз, пирофиллит и другие минералы. В литературе описано множество схем расчета Р-Т параметров для маргарит-содержащих ассоциаций, основанных на изучении полей устойчивости маргарита с сосуществующими минералами. При этом чаще всего этот минерал считается либо свидетелем полиметаморфизма (Baltatzis, Katagas, 1981), либо результатом контактово-метасоматической переработки ранее сформированных метаморфитов. Во втором сценарии предполагается, что маргарит образуется при снижении температуры флюидов на затухающих этапах тектономагматических событий (Yardley, Baltatzis, 1985; Morand, 1988; Takla et al., 2003). Поэтому изучение минеральных ассоциаций с маргаритом может дать ценную информацию о метаморфо-метасоматической эволюции исследуемых породных комплексов.

Геология силлиманитовых сланцев Кейв. Маргарито-содержащие силлиманитовые и силлиманито-ставролит-слюдяные сланцы распространены в западной части Кейвского террейна. Они были обнаружены в 1940-х гг. и детально описаны в 1960-х (Суслова, 1960; Бельков, 1963). Здесь тела силлиманитовых пород залегают в богатых кварцем гранат-мусковитовых сланцах и обрамлены прослоями кварцитов. По мнению исследователей, эти сланцы образованы в результате «контактово-метасоматического метаморфизма» кианитовых сланцев свиты Кейв под воздействием интрузий щелочных гранитов. При этом термическое воздействие гранитных магм на метаморфиты привело к их перекристаллизации, в результате чего на месте кианита образовался силлиманит. К явлениям, связанным со стадией регрессивного метаморфизма (в условиях пониженных температур), относят развитие в силлиманитовых сланцах хлоритоида и каолинита. Как отмечается, метасоматические изменения выражены преимущественно в замещении силлиманита, кианита и ставролита слюдами – биотитом и мусковитом (Суслова, 1960; Бельков, 1963). Из этого делается вывод о щелочном (калиевом) характере воздействовавшего флюида. Поскольку наиболее вероятным источником калия в изучаемом районе являются щелочные граниты, то все метасоматические преобразования безусловно связывались с их становлением.

Материалы и методы. Мы провели петрографо-минералогическое и геохимическое исследование силлиманитовых пород из участка г. Макзабак (Западные Кейвы) с использованием современных методов диагностики минералов – рентгеновской дифракции, микрозондового

анализа и рамановской спектроскопии. В качестве первичного материала послужили 25 штучных образцов, а также изготовленные из них петрографические и прозрачно-полированные шлифы, аншлифы и порошки для анализов мокрой химии. Начальный этап работ включал исследования в проходящем и отраженном свете препаратов, осуществленные в ГИ КНЦ РАН с помощью оптического микроскопа Axioplan 2 imaging (Carl Zeiss). Диагностика проводилась с помощью рентгеновского дифрактометра ДРОН-2, рентгеновского аппарата УРС-55, а также рамановского спектрометра Horiba Yvon HR 800, оборудованного конфокальным микроскопом Olympus BX41 (РЦ «Геомодель», Научный парк СПбГУ). Для диагностики и определения химического состава минералов использовался электронный сканирующий микроскоп Hitachi S-3400 N, оборудованный энергодисперсионной приставкой для количественного анализа EDX-AzTec Energy 350 с комплектом стандартных образцов (РЦ «Геомодель», Научный парк СПбГУ). Анализ содержаний петрогенных элементов производился методом мокрой химии в химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН и дублировался в ИГ КарНЦ РАН (РФА).

Обсуждение результатов. Как показало петрографическое изучение, силлиманитовые породы участка характеризуются резкой структурно-конституционной такситовостью, обычной для всевозможных метасоматитов, и в переменных количествах состоят из силлиманита, слоистых силикатов, кианита, ставролита, хлоритоида, апатита, графита, кордиерита, ильменита и рутила. В аксессуарных количествах установлены корунд, циркон, ксенотим и фергусонит. Основная ткань породы сложена спутанно-волокнистым силлиманитовым фибролитом. На фоне фибролитовой ткани выделяются кумулобластовые скопления, различающиеся по размерам, набору входящих минералов и пропорциям их содержаний. В составе кумулобластовых сегрегаций наиболее распространены таблитчатые индивиды хлоритоида, ксеноморфные обособления кордиерита, идиоморфные зерна апатита и радиально-лучистые и сноповидные агрегаты лейст слоистых силикатов и шестоватых кристаллов силлиманита и кианита. Отдельно встречаются пойкилобластовые обособления ставролита, содержащие в себе включения ортита, вокруг которых наблюдаются трещины, заполненные рудными минералами, характерные для обрамления радиоактивных фаз. Реже в ставролите присутствуют пойкилитовые включения всех прочих перечисленных минералов, что говорит о его относительно позднем образовании. Кроме того, в силлиманитовых породах широко распространена гнездовая и прожилковая графитовая минерализация, в т.ч. – секущая ставролит. Как показали предшествующие исследования, графит различных морфотипов отлагался в несколько стадий, при различных температурах и имел несколько не связанных друг с другом источников (Фомина и др., 2017).

Безусловно важным представляется сосуществование в породах кианита и силлиманита, однако интерпретация затруднена сложными взаимоотношениями всех фаз со слоистыми силикатами. Таковые представлены тремя минеральными видами: мусковитом $(K_{0.86-0.87}Na_{0.08-0.09})(Al_{1.95}Fe_{0.05-0.06})[Al_{0.96-0.95}Si_{3.04-3.05}O_{10}](OH)_2$, маргаритом $(Ca_{0.91-0.93}Na_{0.08})(Al_{1.97-1.98}Fe_{0.04-0.02})[Al_{1.97}Si_{2.03}O_{10}](OH)_2$ и минералом, чей состав удовлетворительно пересчитывается на состав бертьерина (слоистый силикат из подгруппы серпентина группы каолинита-серпентина) $(Fe^{2+}_{4.08-4.38}Al_{1.92-1.62})[Al_{1.80-1.51}Si_{2.20-2.49}O_{10}](OH)_8$. Отметим, что диагностика бертьерина требует подтверждения структурными методами, например – рамановской спектроскопией. На настоящий момент можно отметить следующее. По всей видимости, наиболее ранним и мало распространенным слоистым силикатом является мусковит. В ряде случаев маргарит в ассоциации с галенитом развивается по спайности мусковита, однако основной его объем сосредоточен в индивидуальных радиально-лучистых обособлениях, часто содержащих псевдоморфозы по кианиту с реликтовыми участками последнего. При присутствии вблизи или внутри этих обособлений шестоватых кристаллов силлиманита последние в большинстве случаев характеризуются высокой степенью сохранности без каких-либо признаков замещения. Наиболее «агрессивным» слоистым силикатом является бертьерин, формирующий гомоосевые псевдоморфозы как по мусковиту, так и по маргариту. Более того, для исследованных пород характерно прожилковое замещение бертьерином не только слюд, но и столь химически устойчивого минерала, как рутил.

Интерес представляют микроструктурные взаимоотношения маргарита, бертьерина и прожилкового графита. Согласно предшествующим исследованиям (Фомина и др., 2017), этот графит кристаллизовался при температурах порядка 570–670 °С, а его источником являлся изотопно тяжелый углекислотный флюид из щелочных гранитов. Облекание лейстами графита маргарит-бертьеритовых псевдоморфоз и «утыкание» в их ограничения указывает на то, что графит сформировался позднее по меньшей мере прекурсора маргарита (кианита). В то же время странным является срастание высокотемпературного упорядоченного графита и бертьерина – минерала, обычно встречающегося в латеритных и полярных почвах. Вероятнее всего, мы наблюдаем продукт замещения бертьерином не только маргарита, но и еще какого-то пока не известного минерала, ассоциировавшего с графитом. На BSE-изображении отчетливо видно, что вблизи графитизированных участков бертьерин имеет несколько иную ориентировку, согласную с ориентировкой чешуек графита, а также более плотную структуру и несколько отличен химически, что является косвенным подтверждением выдвинутого предположения.

Как показало геохимическое исследование, породы оказались ожидаемо высоко глиноземистыми (от 51.3 до 57.7 мас. % Al_2O_3 при медиане $Me=55.1$ мас. % для 20 проб) и неожиданно – крайне основными (29.3–37.0 [$Me=35.1$] мас. % SiO_2). Содержания кальция не столь высоки (0.6–4.9 [$Me=2.3$] мас. % CaO), но учитывая, что единственными концентраторами Са являются маргарит и апатит с поправкой на последний это дает от 1.4 до 24.9 [$Me=10.4$] мас. % маргарита. Попытки реконструкции протолита по методике А.А. Предовского (1980) не увенчались успехом, так как осадочных аналогов подобных образований не существует, что еще раз подтверждает метасоматический генезис силлиманитовых сланцев. В то же время полученные нами результаты входят в противоречие с выводами предшественников о кремнекислотном и щелочном характере воздействия. Как и для кремнезема, для щелочей установлены очень низкие концентрации (1.0–1.9 [$Me=1.3$] мас. % K_2O , 0.1–0.4 [$Me=0.2$] мас. % Na_2O). Для выборки в 20 проб коэффициент корреляции Пирсона между концентрациями оксида Na и скорректированного на апатит оксида Са равен 0.94, а линия регрессии для этих данных имеет вид $Na_2O = 0.07CaO + 0.12$ при коэффициенте аппроксимации $R^2 = 0.89$. Так как в изученном маргарите $Na_2O = 0.05CaO$, можно сделать обоснованный вывод о том, что (1) именно маргарит ответственен за вариации содержания натрия в силлиманитовых сланцах и (2) этот маргарит выдержан по составу.

Низкое содержание в маргарите парагонитового минала $NaAl_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$ сужает поле его устойчивости (Chatterjee, 1971; Gibson, 1979). Несмотря на многоэтапность переработки пород и их химическую перестройку при гипергенезе, это позволяет надеяться на эффективность использования в дальнейшем методов мультиравновесной термобарометрии для определения Р-Т параметров формирования разновозрастных ассоциаций силлиманитовых сланцев. В этом свете важным является установленное отсутствие в породах кварца. Дело в том, что большинство реакций минералообразования с участием маргарита сопровождаются выделением свободного кремнезема, вследствие чего известны лишь единичные примеры бескварцевых маргарито-содержащих парагенезисов (Velde, 1971; Takla et al. 2003). Имея в виду исключительную мобильность Si, К и Na во флюидных средах и присутствие в ближайшем окружении силлиманитовых сланцев окварцованных и микроклинизированных пород (Суслова, 1960), можно предполагать интенсивный вынос этих компонентов и их сброс на границе с кварц-гранат-мусковитовыми сланцами, сопровождавшийся образованием кварцитов. Проведение термодинамических расчетов для пород, сформировавшихся в обстановках выноса Si, требует дополнительного учета активности кремнезема во флюидной фазе, существенно влияющего на конечный результат (Аранович и др., 2009).

Работа выполнена в ГИ КНЦ РАН в рамках государственного заказа № 0231-2015-0007 при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-35-00068).

Список литературы

1. Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Бушмин С.А., Викентьева О.В., Дубинина Е.О., Козловский В.М., Лебедева Ю.М. Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 415–436.
2. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.

3. *Предовский А.А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
4. *Суслова С.Н.* Контактво-метасоматические изменения кристаллических сланцев под воздействием щелочных гранитов в районе ЗападныхКейв // Сб. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова», вып. 2. М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 58–93.
5. *Фомина Е.Н., Козлов Е.Н., Лохова О.В., Лохов К.И.* Графит как индикатор контактового воздействия Западно-Кейвской интрузии щелочных гранитов, Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1. С. 129–139.
6. *Baltatzis E., Katagas C.* Margarite pseudomorphs after kyanite in Glen Esk, Scotland // American Mineralogist. 1981. V. 66. P. 213–216.
7. *Chatterjee N.D.* Preliminary results on the synthesis and upper stability limit of margarite // Die Naturwissenschaften. 1971. V. 58. № 3. P. 147.
8. *Gibson G.M.* Margarite in kyanite- and corundum-bearing anorthosite, amphibolite, and hornblendite from central Fiordland, New Zealand // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. V. 68. № 2. P. 171–179.
9. *Morand V.J.* Emplacement and deformation of the Wyangala Batholith, New South Wales // Australian Journal of Earth Sciences. 1988. V. 35. № 3. P. 339–353.
10. *Perkins D., Westrum E.F., Essene E.J.* The thermodynamic properties and phase relations of some minerals in the system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1980. V. 44. № 1. P. 61–84.
11. *Storre B., Nitsch K.-H.* Zur Stabilität von Margarit im System CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1974. V. 43. № 1. P. 1–24.
12. *Takla M.A., Trommsdorff V., Basta F.F., Surour A.A.* Margarite in ultramafic alteration zones (Blackwall): A new occurrence in Barramiya Area, Egypt // European Journal of Mineralogy. 2003. V. 15. № 6. P. 991–999.
13. *Velde B.* The stability and natural occurrence of margarite // Mineralogical Magazine. 1971. V. 38. № 295. P. 317–323.
14. *Yardley B.W.D., Baltatzis E.* Retrogression of staurolite schists and the sources of infiltrating fluids during metamorphism // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1985. V. 89. № 1. P. 59–68.

Региональная геология и геодинамика

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МЕЗО- И НЕОАРХЕЕ ЗЕМЛИ: ВЗГЛЯД С ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО И ЮЖНО-АФРИКАНСКОГО ЩИТОВ

Слабунов А.И.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, slabunov@krc.karelia.ru

На современной Земле глобальные геодинамические процессы реализуются в литосфере в виде спрединговых, континентально-рифтогенных, субдукционных, коллизионных и внутриплитных (плюмгенерированных) геодинамических систем. Каждая из них, благодаря комплексным геологическим, петрологическим, геофизическим исследованиям, охарактеризована проявлениями магматизма, метаморфизма, осадконакопления, а также состоянием литосферы и всей мантии. Эти данные позволили сформулировать современную геодинамическую парадигму – теорию литосферных плит и мантийных плюмов. Если мы правильно понимаем взаимосвязь состояния геосфер с их геологическими проявлениями, то можем распространять наши знания о современной Земле на прошлое до тех пор, пока встречаем сходные геологические комплексы.

Безусловно, что архейские комплексы имеют определенное своеобразие (Розен и др., 2008; Brown, 2007; Nunen, Moyn, 2012) по особенностям строения (гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовый области), набору входящих в их состав пород (гранитоиды тоналит-трондемит-гранодиоритового состава, коматииты, санукитоиды, полосчатые железистые кварциты), по отсутствию ряда комплексов (например, пока не найдены архейские глаукофановые сланцы) и редкостью других (например, архейских пород эклогитовой фации). Петрологические исследования древнейших океанических комплексов показывают, что одна из важных особенностей архейской океанической коры заключалась в том, что она была существенно (25–30 км, против современных 7 км) более мощной (Herzberg, 2004). Конечно же, и реализация главных геодинамических процессов в архее могла быть своеобразной, но чтобы это понять, необходимо анализировать и сравнивать конкретные региональные материалы.

При этом выводы о геодинамических процессах на ранней Земле приобретают должную обоснованность, когда базируются на анализе материалов по различным структурам. Для оценки особенностей геодинамики Земли в мезо- и неoarхее в настоящем докладе проводится сравнительный анализ соответствующих геологических комплексов двух очень разных по строению щитов: Фенноскандинавского и Южно-Африканского.

В составе Фенноскандинавского и Южно-Африканского щитов существуют древние ядра, к которым примыкают комплексы протерозойских орогенов. Крупными структурами рассматриваемых щитов, содержащих мезо- и неoarхейские комплексы, являются Карельский и Каапваальский кратоны и подвижные пояса Беломорский и Лимпопо. Эти образования, в свою очередь, не являются однородными и состоят из отдельных террейнов и блоков (Слабунов и др., 2011; Anhaeusser, 2006; McCarthy, Rubidge, 2005), отличающихся историей становления. В каждом из них выделяется древнее ядро: в пределах Карельского кратона – это центр Водлозерского блока, где корообразующие процессы происходили в период 3.24 (3.8 ?) – 3.1 млрд лет (Куликов и др., 2017 и ссылки там), а в мезоархее (2.86 млрд лет) сформировался Маткалахтинский зеленокаменный пояс, сложенный кварцит-коматиитовой толщей континентально-рифтогенной природы (Кожевников и др., 2006), на Каапваальском – блок (провинция) Свазиленд, формирование континентальной земной коры которого началось 3.7 млрд лет назад, а с 3.1 млрд лет на ней начал формироваться осадочный чехол в рифтогенном бассейне Понгола, а позднее Доминион Риф (Johnson et al., 2006). К древним ядрам кратонов в ходе субдукционно-аккреционных процессов приключались новые террейны. В пределах Карельского кратона первый эпизод этих событий запечатлен мезоархейскими (3.0–2.80 млрд лет) гранит-зеленокаменными комплексами (Водлозерско-Сегозерским и Кенозерским), составляющими периферию Водлозерского блока, а в неoarхее в ходе еще двух эпизодов завершается формирование крато-

на (Светов, 2005). В Беломорской провинции (БП) Фенноскандинавского щита сохранился поразительно полный для архейских структур набор магматических (гранитоиды ТТГ ассоциации и лейкограниты S-типа, матавулканы известково-щелочной, толеитовой, коматиитовой, бонинитовой, адакитовой серий), метаморфических (породы эклогитовой, гранулитовой, амфиболовой фаций) комплексов, в сочетании с проявлениями покровной тектоники (Володичев, 1990; Володичев и др., 2004; Глебовицкий и др., 1996; Слабунов, 2008). Корреляция этих комплексов позволила выделить разновозрастные латеральные ряды и на их основе реконструировать спрединговую, субдукционную и коллизионную геодинамические обстановки (Бибикина и др., 2004; Слабунов и др., 2006 и ссылки там). Следует отметить, что супрасубдукционные офиолиты Ириногорского комплекса позволяют оценить потенциальную температуру архейской мантии в 1630 °C (выше современной более чем на 250 градусов), а мощность океанической коры в 25–30 км (Shchipansky, 2016).

На Каапваальском кратоне к блоку Свариланд с севера приключаются террейны Витватерсранд и Питерсбург, сложенный мезоархейскими (3.25–3.0 млрд лет) гранит-зеленокаменными комплексами, а к западу от него формируется новый блок – Кимберли (Anhaeusser, 2006). Последний входит в состав кратона только в неоархее около 2.76 млрд лет. Среди проявлений неоархейской эндогенной активности, обнаруженных на рассматриваемых кратонах, выделяются пояса гранулитовых (эндербит-чарнокитовых) комплексов: на Карельском кратоне (Слабунов и др., 2011) это Онежский (2.74–2.7 млрд лет), Тулосский (2.70 млрд лет), Вокнаволоцкий (2.74 млрд лет), на Каапваальском – Мхондо (2.73 млрд лет) (Hofmann et al., 2015 и ссылки там).

Несмотря на имеющееся сходство в развитии кратонов, хорошо заметно и важное отличие: в пределах Каапваальского – начиная с мезоархей (3.1 млрд лет) и на протяжении более 1 млрд лет, существовали осадочные с вулканитами, наиболее вероятно, рифтогенной природы, бассейны: Доминион, Понгола, Витватерсранд, Вентерсдорп, Трансвааль. Развитие ряда из них сопровождалось образованием роев даек с возрастными 2.95 млрд лет, 2.7 млрд лет, 1.8 млрд лет (Slabunov et al., 2012 и ссылки там), но не происходило разрыва сплошности литосферы.

Основные выводы. Среди мезо-неоархейских комплексов на обоих щитах существенную роль играют вулканогенные и осадочные образования, входящие в состав зеленокаменных поясов, имеющих черты сходства с субдукционными и рифтогенными комплексами, особенности неоархейских метаморфических процессов в поясах Беломорском и Лимпопо согласуются с коллизионной природой этих структур, которые, вероятно, были элементами единой коллизионной сутуры суперконтинента Кенорленд (Лубнина, Слабунов, 2017). Отличительной особенностью Южно-Африканского щита является существование в его пределах крупного длительно развивавшегося (с 3 до 2 млрд лет) осадочного бассейна (Понгола-Витватерсранд-Трансваальского), в котором фиксируется проявление плюмовой активности.

Таким образом, мезо-неоархейские геологические комплексы Фенноскандинавского и Южно-Африканского щитов указывают на то, что среди определяющих строение литосферы геодинамических процессов, начиная с 3 млрд лет, проявлены субдукционные, коллизионные, рифтогенные, плюмовые и спрединговые. Эти процессы имели значительные черты сходства с фанерозойскими, но, по-видимому, происходили с участием более мощной океанической литосферы.

Список литературы

1. Бибикина Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb циркононой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.
2. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 248 с.
3. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
4. Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И. и др. Геологическая карта Юго-восточной Фенноскандии масштаба 1 : 750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского НЦ РАН. Серия Геология докембрия. 2017. № 2. С. 3–41.

5. Кожеевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. и др. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 19–41.
6. Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Карельский кратон в структуре неоархейского суперконтинента Кенорленд: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные по гранулитам Онежского комплекса // Вестник Московского государственного университета. Серия Геология. 2017. № 5. С. 3–15.
7. Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов (офиолиты, островные дуги, кратоны, осадочные бассейны). М: Научный мир. 2008. 184 с.
8. Светов С.А. Магматические системы перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 230 с.
9. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.
10. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.
11. Слабунов А.И., Хёлтма П., Шаров Н.В., Нестерова Н.С. 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных // Геология Карелии: от архея до наших дней. Материалы конференции, посвященной 50-летию ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2011. С. 13–21.
12. Anhaeusser C.R. A re-evaluation of Archaean intracratonic terrane boundaries on the Kaapvaal Craton, South Africa: collisional suture zone. In Reimold, W.U. and Gibson, R.I. (Editors). Processes on the Early Earth. Geological Society of America. Special Paper 405. 2006. P. 193–210.
13. Brown M. Metamorphic Conditions in Orogenic Belts: A Record of Secular Change // International Geology Review. 2007. Vol. 49(3). P. 193–234.
14. Herzberg C. Geodynamic information in peridotite petrology // J. Petrology. 2004. V. 45. P. 2507–2530.
15. Hofmann A., Kröner A., Xie H., Hegner E., Belyanin G., Kramers J., Bolhar R., Slabunov A., Reinhardt J., Horváth P. The Nhlalanga gneiss dome in south-west Swaziland – A record of crustal destabilization of the eastern Kaapvaal craton in the Neoarchaean // Precambrian Research. 2015. V. 258. P. 109–132.
16. Hunen J. van, Moyen J.-F. Archean Subduction: Fact or Fiction? // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2012. V. 40. № 1. С. 195–219.
17. Johnson M.R., Anhaeusser C.R., Thomas R.J. (Editors). The Geology of South Africa. 2006.
18. Moyen J.-F., Laurent O. Archaean tectonic systems: A view from igneous rocks // Lithos. 2018. V. 302–303. С. 99–125.
19. McCarthy T.S., Rubidge B. The Story of Earth and Life: A Southern African Perspective on a 4.6-Billion-year Journey. Struik Publishers: Cape Town. 2005. 333 p.
20. Shchipansky A.A. Boninites through time and space: petrogenesis and geodynamic settings // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7 (2). P. 143–172.
21. Slabunov A., Hofmann A., Lubnina N. et al. Comparison of crustal evolution of the Karelian (NW Russia) and Kaapvaal (RSA) Cratons in Meso- to Neoarchaean times // Craton Formation and Destruction. Abstract volume. University of Johannesburg, South Africa. 2012. P. 36–37.

НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПАМЯТНИКА ПРИРОДЫ САБЛИНО, РЕКИ ПОПОВКА, ПРИРОДНОГО МУЗЕЯ-ЗАПОВЕДНИКА «ПАРК МОНРЕПО», РЕКИ ОРЕДЕЖ (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Аверина А.Е.

Санкт-Петербургский Горный университет, vip.koshikova@mail.ru

На протяжении летнего периода студентами кафедры геоэкологии Санкт-Петербургского Горного института проводилось обследование важных с геологической точки зрения объектов природы.

Задачи практики:

- 1) ознакомление с основами полевых геологических, гидрогеологических и геоморфологических наблюдений;
- 2) овладение навыками работы с горным компасом с целью измерения элементов залегания геологических объектов и ориентирования на местности;

- 3) обучение основам сбора полевых материалов, ведения полевой документации, описания опорных разрезов, геологических выработок и других объектов в процессе геологических маршрутов;
- 4) приобретение навыков камеральной обработки полевых геологических данных, составления геологического отчета с необходимыми приложениями;
- 5) подготовка к прохождению последующих дисциплин геологического цикла.

Основным методом изучения геологического строения района во время учебной практики является проведение маршрута, во время которого осуществляется обследование и описание обнажений и слагающих их горных пород. За время практики мы прошли 5 маршрутов: парк «Монрепо», карьер по добыче известняков (ст. Можайская), пос. Ульяновка, пос. Сиверский и г. Павловск.

Гидрография.

В пределах изучаемой территории, по которым прошел наш маршрут, располагаются следующие реки:

А) Река Поповка – приток реки Славянка, в длину имеет около 10 км. Вытекает из болот в районе д. Нов. Котлино и д. Кандокопшино и течет в восточном направлении, впадая близ д. Пязелево в р. Славянку, протекает в субширотном направлении в узкой каньонообразной долине, местами с отвесными берегами.

Б) Река Саблинка – левый приток реки Тосна, в длину составляет 22 км, долины имеют широкую плоскодонную форму, русла рек извилистые, с многочисленными меандрами, течение спокойное, медленное. На Саблинке находится водопад с перепадом высоты 3,5 м, дебит реки 0,098 м³/с.

В) Река Оредеж – вытекает из небольшого водоема Кюрлевский Карьер и впадает в Лугу. Длина реки Оредеж составляет 192 километра, площадь водосборного бассейна 3220 км². Прямолинейное расстояние между истоками и устьем равняется 70,3 километра.

Геоморфология.

1. Рельеф преимущественно эндогенного происхождения.

Возник в результате действия двух факторов: приблизительно горизонтального залегания пород (структурная составляющая) и близкого залегания к поверхности коренных пород (денудационная составляющая). Этими факторами обусловлена общая равнинность территории.

2. Рельеф преимущественно экзогенного происхождения.

2.1. Эрозионный.

В результате боковой и глубинной эрозии происходит развитие речных долин рек Саблинка и Тосно. На территории полигона наблюдается следующая смена типов речных долин: корытообразная – на участках Саблинки и Тосно выше водопадов или в области коренных выходов кембрийских глин, каньонообразная – на участках ниже водопадов, в области развития пород верхнего кембрия и ордовика.

Для рек характерны пойменные и надпойменные террасы. На описываемой территории выделяют до трех надпойменных террас денудационного типа. Сложный литологический состав пород (чередование более крепких – карбонатных пород и рыхлых – песчаных), обусловил формирование Саблинского и Тосненского водопадов и многочисленных порогов реки Тосно.

За счет достаточно активной боковой эрозии развиты меандры и старицы, особенно характерные для участка Саблинки ниже Саблинского водопада. Большое количество меандр и стариц реки свидетельствуют об относительной геологической древности этой речной системы.

2.2. Техногенный.

Искусственный рельеф в районе связан с разработкой в XIX веке кембрийских кварцевых песков. Это привело к образованию системы пещер, как на левом, так и на правом берегу реки Тосно вблизи Графского моста.

Тектоника.

Саблинский полигон является типичной областью развития осадочного чехла платформы. В его пределах залегание пород спокойное, практически горизонтальное, лишь в его северной части встречаются участки нарушенного залегания – так называемые Никольские дислокации.

Никольские дислокации – район куполовидных структур, расположенных на Левом берегу р. Тосна, ниже устья р. Саблинка. Всего насчитывается 3 холма, высотой порядка 10 м. На склонах наблюдается нормальная последовательность пород региона от глин сиверской свиты до известняков волховской свиты. Залегание пород ненарушенное. Таким образом, эти дислокации являются проявлением не эндогенных, а экзогенных процессов.

Строение чехла определяется, главным образом, колебательными движениями платформы, которые сопровождались трансгрессиями (увеличением на платформах площади морских бассейнов) и регрессиями (сокращением площади морских бассейнов на платформах) и обусловили отчетливо выраженную в разрезах прерывистость осадконакопления. В обстановке развивающейся трансгрессии происходило накопление мощных толщ осадочных отложений, с регрессиями часто был связан перерыв в осадконакоплении, размыв ранее образовавшихся отложений и образование стратиграфических несогласий.

Во время экскурсии в парк «Монрепо» г. Выборг, была замечена система трещиноватости в обнажении горных пород.

Также, кроме системы трещиноватости горных пород, нам удалось во время маршрута увидеть несогласие разрывного типа.

Стратиграфия и литология.

Выборгский массив, расположенный в северо-западной части Карельского перешейка, состоят граниты-рапакиви. Выходы гранитов-рапакиви наблюдали в ходе маршрута на территории парка «Монрепо». Массивы гранитов сильно трещиноватые. Гранит представляет собой интрузивную магматическую горную породу, имеющую массивную текстуру и порфировидную структуру. Состав преимущественно из кварца, калиевых полевых шпатов, слюды. В результате деятельности ледника на территории гранитного массива образовались такие структуры, как бараньи лбы и курчавые скалы, а также на поверхности гранитов наблюдаются различные бороздки и трещинки.

Сиверская свита представлена голубовато-серыми глинами неравномерно слоистыми, внизу включающими прослойки алевролитов (мощность 2–5 см) и включения пирита. Синяя глина является осадочной горной породой со скрытозернистой структурой, имеет слоистую текстуру, пылевидная в сухом состоянии, пластичная в увлажненном виде. Мощность пород 90–120 м. Часто называются «синими глинами». Внизу присутствуют прослойки алевролитов, а также наблюдаются включения пирита. Органические остатки встречаются редко. Обнажения «синих» глин наблюдали вдоль воды р. Тосна и р. Саблинка. Видимая мощность толщи изменяется от 1,5 до 2 м.

Люкатинская свита (долины рек Тосны и Саблинка). Свита сложена светло-серыми среднезернистыми песками и песчаниками с редкими сероватыми прослоями глинистого материала. В некоторых частях разреза по реке Саблинка в более плотных песчаниках наблюдаются редкие трещины.

Ордовикская система. Нижний отдел. Тремадокский ярус. Пакерортский горизонт. Тосненская свита. Развита по берегам рек Саблинка (ниже водопада) и Оредеж, слагает верхи песчаных обрывов. Представлена красновато-бурыми песками от рыхлых до плотнотцементированных. Песчаники имеют мелкозернистую структуру. Песчаники обладают различной степенью цементации: от рыхлых до среднотцементированных разновидностей. Свита была встречена нами на всех маршрутах, проходящих на Саблинском полигоне и вдоль реки Оредеж. Свита согласно перекрывается аргиллитами копорской свиты. Мощность пород 1,3 м.

Породы копорской свиты были встречены на маршрутах, проходящих на территории Саблинского полигона, а также в поселке Пязелево. Мощность колеблется от 1,5 до 6 м.

Волховский горизонт. Волховская свита. Начинает карбонатную часть разреза ордовика. Представлена известняками – это осадочная горная порода серого цвета, с включением железистых оолитовых конкреций, массивная текстура, скрытокристаллическая структура. Данный

слой можно разделить на три пачки. Нижняя пачка представляет собой пестро-окрашенные доломитизированные глауконитовые известняки («дикари»). Вторая пачка сложена желтоватыми известняками с прослоями глинистого материала («желтяки»). Верхняя пачка представлена толщей переслаивания глинистых и доломитизированных известняков («фризь»). Отложения волховской свиты несогласно залегают на породах лэатсеской свиты. Наблюдается большое количество органических остатков трилобитов.

Обуховская свита. Выход пород мы наблюдали в обнажении на р. Поповке. Свита получила название «эндоцератитовых известняков». Сложена серыми и зеленовато-серыми, неравномерно доломитизированными глинистыми известняками. Известняк – осадочная горная порода, серого цвета, обладает массивной текстурой и пелитоморфной структурой с включением трилобита. В основании толщи выделяется маркирующий горизонт сильно трещиноватых хрупких мергелей с обильными включениями железистых оолитов, – «нижний чечевичный слой», в кровле свиты – «верхний чечевичный слой» (маркирующие слои). В известняках встречаются остатки прямых раковин головоногих моллюсков и останки трилобитов. Свита согласно перекрывает известняки синявской свиты. Видимая мощность составляет 1,5–4 м.

Медниковская свита. Свита представлена эхиносферитовыми известняками, которые названы так по присутствию в них окаменелостей морских пузырей. Породы окрашены в пестрые зеленовато – серые тона с лиловыми и розовыми пятнами. Граница между ними и подстилающими известняками обуховской свиты проводится по подошве мергелей – «верхнего чечевичного слоя», обогащенного оолитами, мощностью от 0,1 до 6 м.

Гидрогеология.

Нашей бригадой были обнаружены и описаны следующие водоносные комплексы:

1. Архей-протерозойский водоносный комплекс.

Выходит на поверхность в северной части Карельского перешейка, где он сложен гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами и другими метаморфическими породами. Выход подземных вод представлен источником «Нарцисс», находящимся в парке «Монрепо» в городе Выборг. Вода прозрачная, имеет землистый, слабоощущаемый запах, без вкуса. Дебит данного источника составил 0.001 м³/с.

2. Кембро-ордовикский водоносный комплекс.

Сложен песчано-глинистыми породами: песчаниками пиритасского горизонта нижнего кембрия, тискреского горизонта среднего кембрия и тосненской свиты пакерортского горизонта нижнего ордовика. Водоупором являются синие кембрийские глины. Воды пресные с преобладанием гидрокарбонат иона, ионов кальция, магния, иногда натрия. В родниках содержится повышенное количество железа, которое при выходе воды на поверхность выпадает в осадок и образует потеки ржавого цвета. Такой комплекс мы видели на реке Тосно.

3. Ордовикский водоносный комплекс карбонатных пород.

Водовмещающими породами служат известняки нижнего и среднего отделов ордовика, перекрытые маломощным слоем четвертичных отложений. В основании толщи карбонатных пород залегают лэатсеская песчано-глинистая толща и диктионемовый глинистый сланец, служащие водоупором для ордовикского водоносного комплекса. Толща известняков и доломитов разбита системой трещин северо-восточного и северо-западного простирания. Для пород, слагающих ордовикский водоносный комплекс характерно широкое распространение процессов карстообразования (растворения карбонатных пород). Повышенная жесткость воды связана с процессом растворения водовмещающих пород – известняков. Ордовикский водоносный горизонт был обнаружен на реке Оредеж.

Полезные ископаемые.

Граниты выходят на поверхность на Карельском перешейке (г. Выборг), применяются для сооружения цоколей зданий, парапетов набережных, башен, обелисков, мостов, тротуаров. Наглядный пример этого гранита располагается в парке «Монрепо» (г. Выборг). В пределах Карельского перешейка расположено большое количество карьеров, где добывают магматические породы.

Синие кембрийские глины используют как строительный, облицовочный и печной кирпич, керамическую плитку, керамзит. Эти глины относятся к легкоплавким, имеющим температуру плавления ниже 1350 °С. Имеют применение в медицине, для лечения кожных заболеваний, и применяются в косметических целях.

Пески и песчаники кембрийского возраста имеют назначение в зависимости от состава. Полимиктовые пески, представленные в отложениях данного возраста, являются строительными. Используются в целях: дорожного строительства, изготовления бетона и железобетона и т.п. Кварцевые пески применяют как формовочный материал в литейном производстве (в качестве основного компонента смесей для литейных форм), при производстве силикатного кирпича и силикатных изделий, бутылочного и оконного стекла. Для строительных нужд широко используют пески плейстоценового и голоценового возрастов. Они представлены наиболее мощными толщами в северной части области.

Глауконит обнаруживается в породах ордовикского возраста в виде примеси. Из-за низкой концентрации в данном районе не представляет промышленного интереса. Минерал используется при обесцвечивании некоторых материалов и в качестве весьма устойчивого красителя зеленого цвета, широко используемого для покрытия технических изделий. Глауконит удобен для определения абсолютного возраста горных пород калий-аргоновым методом.

Известняки и доломиты используют в качестве строительного камня, весьма устойчивого к сложным погодным условиям. Карбонатные породы весьма широко применяют для производства цемента в качестве цементной шихты. Для приготовления наиболее качественного портландцемента содержание в породе кальцита должно быть не менее 40%, а окиси магния и кремнезема соответственно не более 3,8 и 1,2%. Известняки, доломиты и мергельные разновидности карбонатных пород применяют при производстве строительной извести и силикатного кирпича. Эти породы используют также в качестве флюсов в сталеплавильном, ферросплавном и доменном производствах.

Диктионемовые сланцы копорской свиты относят к горючим породам. Они отличаются высокой зольностью, содержат 10–20% керогена, незначительное количество урана и ряда редких и рассеянных элементов и относятся к низкосортным горючим сланцам, поэтому не перерабатываются.

Заключение.

В ходе учебной геологической практики были закреплены знания, полученные в теоретической форме в течение первого и второго семестра, получены новые знания в областях палеонтологии, методики полевых работ и геологических, геоморфологических и гидрогеологических наблюдений, а также изучены основы камеральной обработки полевых результатов, их документации и составления геологического отчета.

За время практики было пройдено пять маршрутов: маршрут в п. Ульяновка (памятник природы «Саблинский»), маршрут в районе д. Пязелево на реке Поповка, маршрут по нефункционирующему карьере по добыче известняков (ст. Можайская), в парке «Монрепо» Выборгского района, в районе поселка Сиверский на реке Оредеж. Закладываются 19 точек наблюдения, собрана коллекция, состоящая из 26 образцов. Составлена стратиграфическая колонка и каталог образцов. Был рассчитан дебит источника нижнепротерозойских трещинно-жильных вод «Нарцисс», равный 0,001 м³/с.

Приобретенные в ходе практики знания должны найти применение в последующей деятельности, как учебной, так и практической.

Список литературы

1. Учебная практика по геологии: Методические указания к учебной геологической практике / Санкт-Петербургский государственный горный университет. К.В. Панкратова. СПб. 2014. 56 с.
2. Геология СССР том 1 / под ред. А.В. Сидоренко / – Москва, Недра, 1975.
3. Даринский А.В. Рельеф и полезные ископаемые // География Ленинградской области. – Петербург: Глагол, 2001. – С. 5–15.
4. Эрозионные процессы (речная эрозия) [Электронный ресурс], – <http://mybiblioteka.su/3-35741.html> (дата обращения: 19.07.2016)
5. Эрозия почвы [Электронный ресурс], – <http://atomferma.ru/sad-ogorod/pochva/eroziya-pochv>

6. Особенности грунтов в Ленинградской области [Электронный ресурс], – <http://xn----7sbfc2ac9azaq.xn--plai/promerzanie-gruntov-v-leningradskoj-oblasti>

7. Земельный вопрос [Электронный ресурс], – http://www.zemvopros.ru/page_6456.htm

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИГРАЦИИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНАХ С РАЗЛИЧНЫМИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ОБСТАНОВКАМИ

Долгая А.А.

Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения РАН, adolgaya@kscnet.ru

Введение. К настоящему времени опубликовано большое число работ (напр., Барабанов и др., 1994), посвященных исследованию особенностей пространственно-временного распределения очагов землетрясений в различных регионах мира. На протяжении ряда лет автором с помощью разработанного метода проводится изучение миграции очагов землетрясений в пределах тектонически активных поясов Земли. В результате на примере трех наиболее активных поясов планеты было показано (Vikulin et al., 2012) существование четких зависимостей между скоростью миграции очагов землетрясений и их энергетическими параметрами (магнитудой). Окраина Тихого океана, Альпийско-Гималайский пояс и Срединно-Атлантический хребет, на примере которых изучались особенности миграции сейсмической активности, представляют собой обширные регионы, в пределах которых имеют место различные геодинамические обстановки с преобладанием, тем не менее, сжатия или растяжения. В данной работе будет рассмотрено пространственно-временное распределение очагов землетрясений на примере меньших по размеру регионов для того, чтобы определить, будут ли наблюдаться на меньшем масштабе выявленные ранее зависимости между скоростью миграции и магнитудой событий.

Исходные данные. Для проведения исследования были выбраны сейсмически активные регионы, в пределах которых произошло достаточное для проведения исследования количество событий. Все выбранные объекты исследований имеют линейную протяженность (ширина активной области много меньше ее длины) и относятся к различным геодинамическим обстановкам.

Перечисленным критериям удовлетворяет область Бонинских и Марианских островов, Карибских островов и Байкальская рифтовая зона, которые не рассматривались при исследовании миграции сейсмичности Тихого океана, а также Курило-Камчатская дуга, как часть окраины Тихого океана, и Индонезийская островная дуга, которая анализировалась ранее (Vikulin et al., 2012) в составе Альпийско-Гималайского пояса. Из перечисленных регионов Байкальский рифт является зоной растяжения (Seafloor age, 2009), а остальные регионы – областями сжатия, причем в случае Курило-Камчатской и Индонезийской дуг – это активная зона перехода океан-континент, в области Карибских островов выделяются также трансформные межплитовые границы, а Бонин-Марианская дуга находится в зоне сжатия двух океанических плит. Статистические параметры всех рассмотренных каталогов приведены в табл. 1. Данные для проведения исследования были получены из (Earthquake Hazards Program; NCEDC).

Таблица 1. Статистические параметры исследуемых каталогов

Регион	M	T , год	N	b
Курило-Камчатская дуга	6,0 ÷ 9,0	1900–2016	1305	–0,95
Индонезийская дуга	6,0 ÷ 9,0	1900–2016	410	–0,79
Карибские острова	4,5 ÷ 7,5	1963–2014	1902	–0,92
Бонин-Марианские острова	5,5 ÷ 7,7	1902–2016	681	–0,94
Байкальский рифт	4,0 ÷ 7,4	1902–2013	406	–0,84

Примечание: M – магнитудный диапазон, T – временной диапазон каталога, N – число событий, b – угол наклона графика повторяемости землетрясений.

Метод исследования. Для исследования пространственно-временных закономерностей протекания сейсмического процесса автором был разработан метод ИМСИВА (метод исследования миграции сейсмической и вулканической активности) (Долгая и др., 2016), предполагающий выполнение следующих этапов:

- 1) Формирование исходной выборки событий. Определялся географический регион, временной интервал, диапазон магнитуд и глубин.
- 2) Построение осевых линий, вдоль которых изучается миграция сейсмической активности. Линии строились путем интерполяции систем узловых точек, которые формируются по наиболее активным областям (наибольшим скоплениям событий).
- 3) Пересчет географических координат событий в расстояние вдоль линии. Осуществлялся переход от трехмерной системы координат (широта, долгота, время) к двумерной системе (расстояние вдоль линии и время).
- 4) Построение миграционных цепочек очагов землетрясений и извержений вулканов по правилу: для текущего события в каталоге ищется событие, произошедшее позже по времени и дальше по расстоянию вдоль осевой линии.
- 5) Обработка и анализ параметров цепочек: для каждого исследованного энергетического интервала событий определяется количество событий, средняя продолжительность цепочек, средняя протяженность цепочек и средняя скорость миграции очагов землетрясений.

Проведение исследований с помощью описанного метода автоматизировано разработанной автором информационно-вычислительной системой (Викулин и др., 2012).

Обсуждение результатов. В результате применения представленного метода для всех исследованных массивов данных были получены цепочки миграции сейсмических событий. Полученные значения скоростей миграции очагов землетрясений представлены в табл. 2.

Таблица 2. Скорости миграции сейсмических событий

Курило-Камчатская дуга		Индонезийская дуга		Карибские острова		Бонин-Марианские острова		Байкальский рифт	
M	V , км/год	M	V , км/год	M	V , км/год	M	V , км/год	M	V , км/год
$M \geq 6,0$	26 ± 13	$M \geq 6,0$	48 ± 24	$M \geq 4,5$	58 ± 28	$M \geq 5,5$	42 ± 17	$M \geq 4,0$	46 ± 19
$M \geq 6,5$	27 ± 14	$M \geq 6,2$	51 ± 19	$M \geq 5,0$	61 ± 23	$M \geq 5,7$	46 ± 14	$M \geq 4,3$	43 ± 16
$M \geq 7,0$	28 ± 16	$M \geq 6,5$	53 ± 26	$M \geq 5,5$	70 ± 34	$M \geq 6,0$	46 ± 10	$M \geq 4,6$	36 ± 11
$M \geq 7,5$	30 ± 19	$M \geq 6,7$	64 ± 38	$M \geq 6,0$	83 ± 30	$M \geq 6,2$	48 ± 10	$M \geq 4,9$	33 ± 10
$M \geq 7,7$	33 ± 20	$M \geq 7,0$	71 ± 47	$M \geq 6,5$	96 ± 40	$M \geq 6,5$	49 ± 4	$M \geq 5,2$	22 ± 3
		$M \geq 7,2$	74 ± 46			$M \geq 6,7$	53 ± 14	$M \geq 5,5$	15 ± 3
		$M \geq 7,5$	84 ± 32			$M \geq 7,0$	61 ± 14		
		$M \geq 8,0$	94 ± 21			$M \geq 7,2$	69 ± 6		
$p = 17,5$		$p = 6,2$		$p = 8,4$		$p = 8,1$		$p = -2,8$	

Из данных в таблице 2 видно, что для всех изученных регионов существуют вполне очевидные зависимости между скоростью миграции очагов землетрясений и их магнитудой. С помощью метода наименьших квадратов были определены значения коэффициента зависимости $LgV(M)$ – параметра p , которые представлены в табл. 2 в последней строке.

Видно, что параметр p оказался положительным для всех четырех из пяти анализируемых областей сжатия и отрицательным для Байкальского рифта, который единственный из пяти регионов представляет собой зону растяжения. Необходимо отметить, что значения скоростей миграции очагов землетрясений в Байкальской рифтовой зоне соответствуют результатам, полученным другими исследователями с помощью методов, отличных от примененного в данной работе (Левина, 2014; Новопашина, Саньков, 2010).

Таким образом, полученные результаты полностью согласуются с данными, полученными ранее с помощью описанного метода для наиболее тектонически активных регионов Земли, имеющих большую протяженность и продолжительность каталогов. Параметр p имеет значе-

ние больше нуля для областей с преобладающими сжимающими напряжениями и меньше нуля для областей с преобладающими растягивающими напряжениями. При этом в случае зон сжатия на значение параметра p не оказывает влияния тип сжатия – и для зоны перехода океан-континент (Курило-Камчатская и Индонезийская дуги), и для зоны сочленения двух океанических плит (Бонин-Марианская дуга), и для зоны сжатия с трансформными границами плит (Карибские острова) параметр имеет положительное значение.

Исследуемые в работе каталоги событий имеют близкие параметры протяженности и продолжительности, при этом анализ статистических параметров каталогов (табл. 1) и массивов миграционных цепочек (табл. 2) не выявил каких-либо зависимостей между параметрами каталога и соответствующим значением параметра p .

Необходимо отметить при этом, что абсолютные значения скоростей миграции и, следовательно, параметра p , во многом определяются протяженностью анализируемого региона и продолжительностью каталога и сами по себе несут меньше информации, чем непосредственно характер зависимости между скоростями миграции и энергетической характеристикой процесса.

Выводы. Приведенные результаты доказывают, что разработанный автором метод исследования пространственно-временных закономерностей геодинамической активности позволяет получать достоверные данные о характере миграции очагов землетрясений. Географическая протяженность регионов, временная продолжительность каталогов и энергетический масштаб событий не влияют на характер наклона графика зависимости между скоростью миграции и магнитудой событий. Если в исследуемой области преобладают растягивающие напряжения, то параметр p будет отрицательным, то есть сильные события формируют последовательности медленнее, чем более слабые события. И наоборот – для зон сжатия имеет место положительное значение параметра p , которое показывает, что сильные события распространяются быстрее, чем цепочки более слабых землетрясений. В дальнейшем целесообразно будет проследить наблюдаемый эффект в области малых магнитуд, а также определить, какие особенности протекания сейсмического процесса приводят к значимым расхождениям значений параметра p в регионах с близкими статистическими характеристиками каталогов событий.

Список литературы

1. Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Беликов В.М. О миграции коровых землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С. 149–167.
2. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т.17. № 3. С. 34–54.
3. Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И. Исследование закономерностей геодинамической активности методами математического моделирования // ВЕСТНИК КамчатГТУ. 2016. № 38. С. 6–15.
4. Левина Е.А. Геоинформационная система для прогноза землетрясений и горных ударов: разработка и примеры применения в Байкальской рифтовой зоне и Норильском месторождении. Автореф. канд. дис. Иркутск. 2014. 19 с.
5. Новопашина А.В., Саньков В.А. Скорости медленных миграций сейсмической активности в Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 197–203.
6. Earthquake Hazards Program. United States Geological Survey. Режим доступа: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
7. NCEDC. Northern California Earthquake Data Center. UC Berkeley Seismological Laboratory. Dataset. 2014. doi:10.7932/NCEDC.
8. Seafloor age. Map by Tectonics Observatory of California Institute of Technology. 2009. Режим доступа: http://www.tectonics.caltech.edu/images/maps/seafloor_age.pdf
9. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A. et al. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. № 1. P. 1–18.

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОГЕНА В РАЙОНЕ ГОРЫ АК-КАЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КРЫМ) И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Дубкова К.А., Черепяхина А.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, ksenya-dubkova@mail.ru

Введение. Отложения палеогена широко распространены на территории Крымского полуострова. В разрезах фиксируются многочисленные несогласия, которые свидетельствуют о существенных тектонических перестройках в это время. В пределах Центрального района в палеогене установлены три горизонта: белокаменский (даний), бахчисарайский (ипр) и симферопольский (ипр-нижний лютет) (Астахова и др., 1984; Лыгина и др., 2010; Копаевич и др., 2010). Они хорошо обнажены на г. Ак-Кая, где залегают с размывом на старосельской свите маастрихта и перекрываются глинами майкопской серии. Настоящее исследование направлено на выявление особенностей латеральных изменений палеогена в районе г. Ак-Кая и его сопоставление с опорным разрезом у с. Староселье для уточнения тектонической истории территории в это время.

Фактический материал. Работа основана на результатах послойного описания четырех разрезов палеогена, расположенных на южном склоне г. Ак-Кая (рис. 1). Их суммарная мощность составляет около 50 м. Для уточнения вещественных и структурных характеристик пород выполнены микроскопические описания шлифов и микротомографические исследования образцов.

Кроме собственных материалов использовано опубликованное описание опорного разреза палеогена у г. Бахчисарай, в с. Староселье (Барабоскин, 2016).

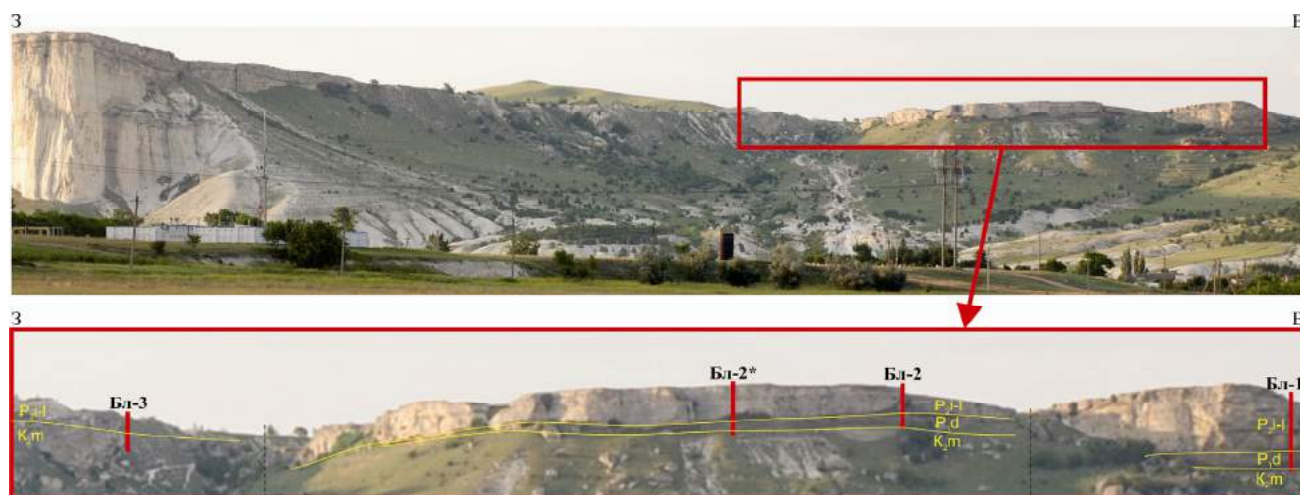


Рис. 1. Схема расположения разрезов на г. Ак-Кая

Результаты исследования. На г. Ак-Кая отложения палеогена с размывом залегают на песчаных известняках маастрихта.

Разрез начинается с белокаменского горизонта датского возраста (рис. 2).

1. Песчаники крупнозернистые зеленовато-серые глауконитовые известковистые массивные. Зерна глауконита (50%) хорошо окатанные, размером от 0,2 до 0,5 мм; песчинки кварца (3–4%), угловатые и полуокатанные, размером 0,1–0,25 мм; полевые шпаты (1–2%) размером 0,1–0,25 мм. Присутствуют фораминиферы, ростры белемнитов, детрит двустворок и брахиопод, неправильной формы выделения окислов и гидроокислов железа. Цемент карбонатный спаритовый крупнокристаллический поровый, участками базальный. Мощность 1 м. Отчетливый эрозионный контакт.

Это слой представлен на востоке, в разрезе Бл-1, и выклинивается к западу.

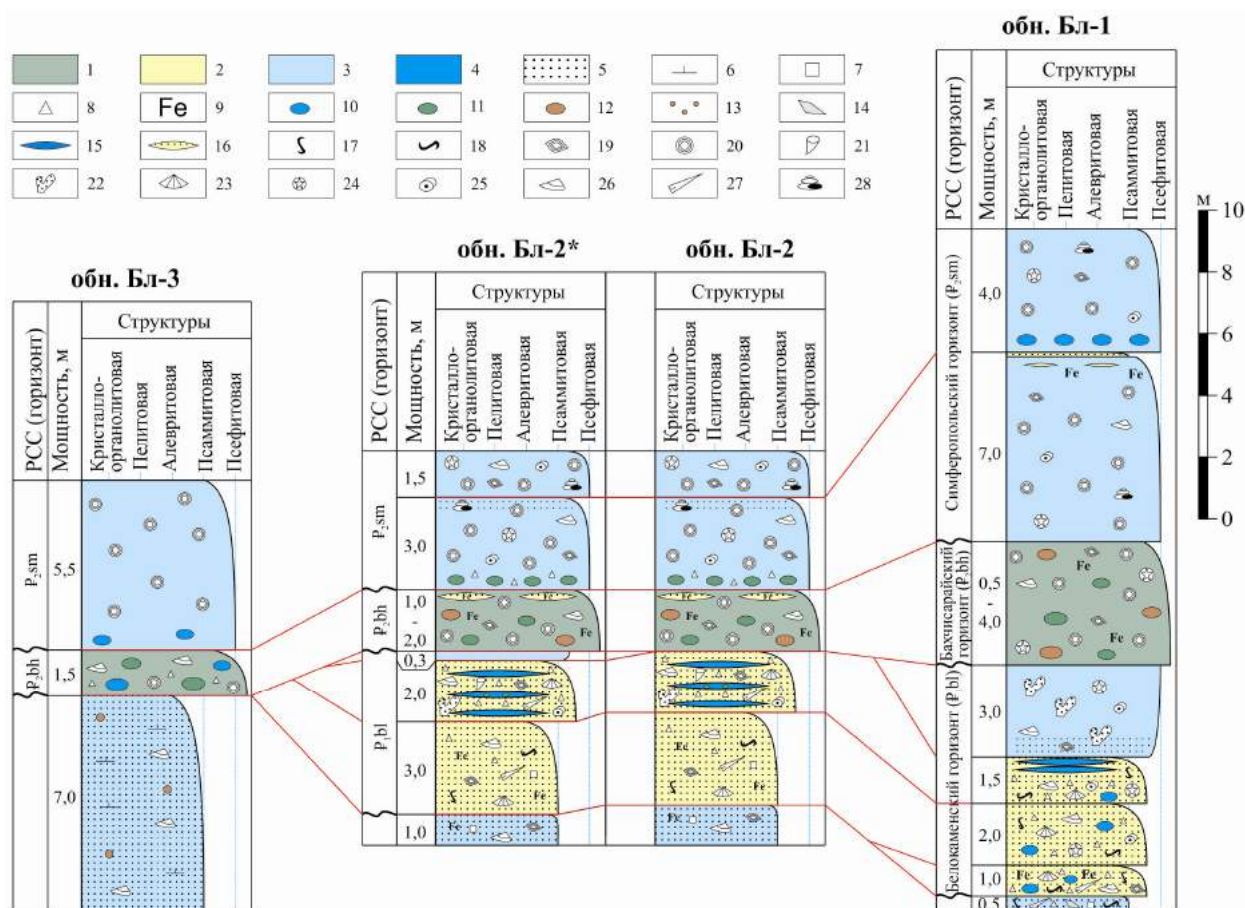


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов

Горные породы: 1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – гранулярные карбонаты, 4 – микритовые карбонаты; примеси: 5 – песчанность, 6 – известковистость; новообразования: 7 – выделения сульфидов, 8 – глауконит, 9 – ожелезнение; включения: 10 – галька и гравий песчано-известковых и глинисто-известковых пород, 11 – галька и гравий песчаников известковистых глауконитовых, 12 – галька и гравий фосфатов, 13 – песчаные и алевроитовые зерна фосфатов, 14 – литокласты, 15 – карбонатные линзы, 16 – песчаные линзы; ихнофоссилии: 17 – вертикальные ходы илоедов, 18 – горизонтальные ходы илоедов; органические остатки: 19 – фораминиферы, 20 – нуммулиты, 21 – одиночные кораллы, 22 – мшанки, 23 – брахиоподы, 24 – морские ежи, 25 – криноидеи, 26 – двустворчатые моллюски, 27 – ростры белемнитов, 28 – гастроподы

2. Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые кварцевые глауконитистые, с микритовым глинисто-карбонатным базальным, участками поровым кальцитовым цементом. Песчинки кварца (35–40%) и полевых шпатов (1–2%) полуокатанные и угловатые, размером 0,1–0,25 мм; зерна глауконита (15%) хорошо окатанные, размером 0,25–0,3 мм. По всему слою неориентированный многочисленный детрит брахиопод, двустворок, криноидей и иглокожих, ростры белемнитов, фораминиферы; разнонаправленные ходы илоедов. Присутствует мелкая галька и гравий песчано-известковистых пород, стяжения сульфидов. Кверху доля песчаной составляющей сокращается и прикровельную часть (0,3 м) образует мергель песчанистый известковый буровато-серый. Мощность 2,0–3,0 м. Отчетливый неровный эрозионный контакт.

3. Песчаники крупнозернистые зеленовато-серые кварцево-глауконитовые, с глинисто-карбонатным спаритовым, участками микритовым, поровым, реже базальным, кальцитовым цементом. Зерна глауконита (45%) хорошо окатанные, размером 0,25–0,4 мм, кварцевые песчинки (15%) – угловатые и плохо окатанные, размером 0,1–0,25 мм. Присутствуют линзовидные прослои, обогащенные карбонатным материалом и образующие выступы в стенке обнажения; фрагменты брахиопод, фораминиферы. Количество песчаных зерен и детрита постепенно сокращается к кровле. Мощность 1,5–2,0 м. Волнистый контакт.

Общая мощность датских песчаников на восточном фланге г. Ак-Кая достигает 5 м. К западу (обн. Бл-3) они выклиниваются. В опорном разрезе палеогена в с. Староселье их мощность не превышает 0,6 м.

4. Известняки биокластовые (рудстоуны) желтовато-серые песчанистые, с косою разнонаправленной слоистостью. Присутствуют фрагменты мшанок, криноидей, морских ежей, фораминиферы; хорошо окатанные зерна глауконита (до 5%) размером 0,1–0,5 мм; угловатые и полуокатанные кварцевые зерна (2–3%) размером 0,1–0,25 мм, единичные песчинки полевых шпатов. Цемент карбонатный спаритовый крупнокристаллический поровый. Мощность меняется от 0,3 до 4,0 м. Волнистый контакт.

Известняки белокаменского горизонта представлены в обнажении Бл-1 и выклиниваются к западу. В разрезе Бл-2* присутствует линза этих же известняков. В обнажении Бл-3 отложения датского возраста отсутствуют, полностью выклиниваясь на участке между Бл-2 и Бл-3. Мощность известняков в районе г. Ак-Кая не превышает 4 м, в то время как в разрезе у с. Староселье их мощность достигает 50 м.

В отличие от разрезов Юго-Западного Крыма, на г. Ак-Кая не представлен качинский горизонт танета, который в разрезе с. Староселье образуют мергели мощностью около 12 м.

В разрезах г. Ак-Кая выше несогласно с размывом залегают отложения *бахчисарайского горизонта*, который сопоставляют с ипрским ярусом (Астахова и др., 1984).

5. Конгломераты зеленовато-серые, от мелкогалунных в основании до мелкогалечных у кровли. Количество псефитовых элементов, представленных полуокатанными гальками глауконитовых песчаников, уменьшается от основания к кровле. Матрикс образует кальцитовый руд-флаутстоун, сложенный многочисленными неориентированными раковинами нуммулитов, многочисленными фораминиферами, фрагментами иглокожих и двустворок. Присутствуют хорошо окатанные зерна глауконита со следами ожелезнения (до 5%) размером 0,25–0,8 мм; угловатые кварцевые зерна (1%) размером 0,1–0,2 мм. Цемент карбонатный спаритовый, участками микритовый, поровый. Мощность 0,5–4,0 м. Отчетливый волнистый контакт.

У с. Староселье этим конгломератам, по-видимому, соответствуют нуммулитовые глины и мергели, общая мощность которых составляет 30–35 м.

Выше с размывом залегает *симферопольский горизонт* ипра-нижнего лютета.

6. Известняки (флаутстоуны), сложенные многочисленными крупными неориентированными раковинами нуммулитов. К кровле количество нуммулитов уменьшается. Промежутки между нуммулитами заполнены их обломками, детритом морских ежей, двустворок, криноидей и мелкими фораминиферами, единичными полуокатанными зернами кварца размером до 0,05 мм. Цемент карбонатный микритовый, поровый и соприкосновения. В средней части этой пачки установлен линзовидный прослой (до 0,1 м) песчаника мелкозернистого кварцево-глауконитового известкового, с красновато-бурыми ожелезненными участками. Мощность этой пачки около 15 м.

В карьере на плато г. Ак-Кая можно наблюдать неровную кровлю нуммулитовых известняков, на которой с перерывом залегают майкопские глины олигоцена-миоцена, содержащие выделения гипса и сидеритовые конкреции.

Мощность известняков симферопольского горизонта увеличивается по направлению к г. Бахчисарай, где у с. Староселье она составляет 50 м.

Обсуждение результатов. Песчаники, образующие нижнюю часть представленных на г. Ак-Кая отложений белокаменского горизонта, имеют большую мощность по сравнению с их аналогами в разрезе у с. Староселье. Это позволяет предполагать, что район г. Ак-Кая располагался ближе к питающей провинции, чем территория Юго-Западного Крыма. Их выклинивание в обн. Бл-3, вероятно, связано с существенным увеличением к западу амплитуды текто-нического поднятия, происходившего после датского века.

Известняки белокаменского горизонта в разрезах г. Ак-Кая и у села Староселье имеют близкие структурно-вещественные характеристики, что позволяет предполагать сходные мел-

ководно-морские обстановки осадконакопления. Сокращение мощности этого стратиграфического интервала вплоть до полного его выклинивания на западном фланге г. Ак-Кая, очевидно, связано с ростом симферопольского поднятия и неравномерным размывом датских отложений в зеландии, которому соответствует региональное стратиграфическое несогласие.

Танетские отложения на г. Ак-Кая отсутствуют, в то время как в районе с. Староселье они представлены мергелями, которые несогласно перекрывают датские известняки. Эти различия, по-видимому, свидетельствуют о том, что рост Симферопольского поднятия продолжался, и его территория представляла собой размываемую сушу.

В ипре район г. Ак-Кая, вероятно, стал прибрежной мелководной областью, примыкавшей к клифу возвышенной суши, который был источником псефитовых обломков глауконитовых песчаников (возможно, танетских). Возрастным аналогом конгломератов в опорном разрезе с. Староселье являются глины и мергели, накапливавшиеся ниже базы волнений в низкодинамических условиях открытого моря.

Повсеместное присутствие остатков нуммулитов указывает на всплеск их биопродуктивности и начало формирования изолированной карбонатной платформы (Лыгина Е.А., 2010), которому благоприятствовал подъем уровня моря.

Отложениями, образующими карбонатную платформу, следует считать ипрско-лютетские нуммулитовые известняки. Они распространены на значительной площади, что свидетельствует о значительных размерах нуммулитовой банки. Существенное сокращение их мощности в районе г. Ак-Кая по сравнению с разрезом у с. Староселье при близких структурно-вещественных характеристиках можно связать с менее интенсивным тектоническим погружением района симферопольского поднятия по сравнению с территорией Юго-Западного Крыма. Присутствие в нуммулитовых известняках г. Ак-Кая прослая песчаников, вероятно, указывает на близость размываемой суши и маркирует эпизод падения уровня моря.

Выводы. Анализ материалов, собранных при описании разрезов палеогена по естественным обнажениям г. Ак-Кая и сравнение полученных результатов с данными по опорному разрезу палеогена у с. Староселье позволяет предполагать:

1. для начала датского века – близость района г. Ак-Кая к питающей провинции во время формирование песчаников, а затем подъем уровня моря, выравнивание рельефа и широкое распространение мелководно-морских обстановок карбонатного осадконакопления;
2. для зеландского века – падение уровня моря, возможно, связанное с региональным тектоническим подъемом территории, которое было наиболее интенсивным в районе симферопольского поднятия;
3. для танетского века – подъем уровня моря, сочетавшийся с ростом симферопольского поднятия;
4. для ипрского и начала лютетского веков – подъем уровня моря, видимо, обусловленный дифференцированным региональным тектоническим прогибанием территории, с минимальной интенсивностью в районе симферопольского поднятия.

Авторы выражают искреннюю благодарность С.Б. Шишлову за участие в сборе материала и постоянную помощь в работе.

Список литературы

2. Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я. и др. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Наукова думка, 1984. 184 с.
3. Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Копачев Л.Ф. Опорные разрезы меловой системы Горного Крыма (путеводитель полевых экскурсий Восьмого Всероссийского совещания 26 сентября – 3 октября 2016 г). Симферополь: Издательский Дом ЧерноморПресс, 2016. 90 с.
4. Лыгина Е.А., Копачев Л.Ф., Никишин А.М., Шалимов И.В., Яковичина Е.В. Нижне-среднеэоценовые отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестник МГУ. Сер. 4 Геология. 2010. № 6. С. 11–22.
5. Копачев Л.Ф., Лыгина Е.А., Яковичина И.В., Шалимов И.В. Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2010. № 5. С. 12–20.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ТАЛАССКИЙ АЛАТАУ

Кушнарева А.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, nastakush@gmail.com

Введение. Для вычисления количественных величин деформаций на уровне геологического образца используется стрейн-анализ. В наглядной форме он изображается с помощью эллипсоида деформации, который характеризуется тремя главными осями.

Целью данной работы является изучение параметров деформации юго-восточной части хребта Таласский Алатау в долине реки Чиимташ. Материал для исследования был собран Рекашевой М.В. и представлен ориентированными образцами горных пород. По 8 образцам было сделано 24 ориентированных шлифа для петрографического изучения и проведения стрейн-анализа.

Геология региона работ. Хребет Таласский Алатау находится на территории Киргизии и относится к Таласо-Каратауской структурно-фациальной зоне западных каледонид Северного Тянь-Шаня (рис. 1). От структур Срединного Тянь-Шаня данную зону ограничивает субвертикальный Таласо-Ферганский региональный разлом (ТФР) с правосдвиговой кинематикой (Буртман, 2006; Voytenko, Khudoley, 2012).

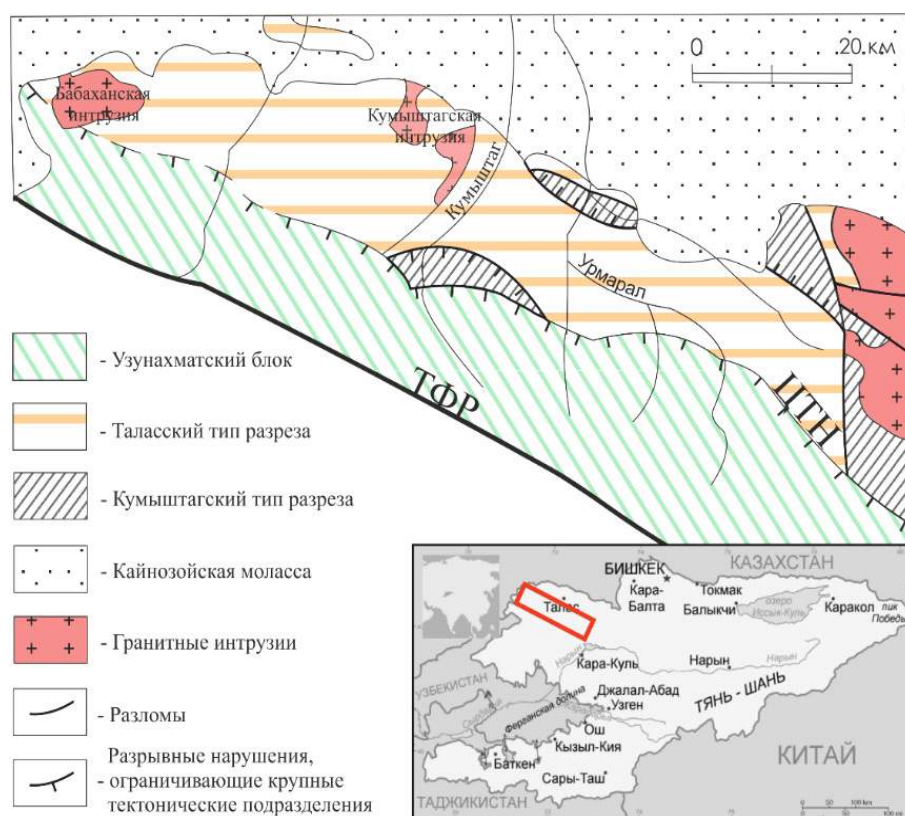


Рис. 1. Основные тектонические элементы Таласского Алатау. Сокращения на рисунке: ЦТН – Центрально-Таласский надвиг, ТФР – Таласо-Ферганский разлом (на основе материалов: (Худoley, Семилеткин, 1992)

Исследуемая территория имеет покровно-надвиговое строение и подразделяется на два блока: Узунахматский и Карагаинский. Карагаинский блок включает в себя Таласский и Кумыштагский покровы, отложения которых представлены неизменными терригенными и карбонатными разностями (Худoley, Семилеткин, 1992; Малюжинец, 1987; Voytenko, Khudoley, 2012).

Породы южного (Узунахматского) блока надвинуты с юга-востока на Карагаинский блок по Центрально-Таласскому надвигу (ЦТН). Амплитуда перемещений по ЦТН составляет не более 7 км. Породы Узунахматской структурной единицы смяты в линейные, частично опрокинутые, складки с северной вергентностью. Оси складок имеют ЗСЗ простирание. Отложения узунхматского блока представлены флишем, который испытал динамометаморфизм, достигший зеленосланцевой стадии.

Методы количественной оценки деформации. Стрейн-анализ – это оценка однородной деформации изучаемого объекта по изменению формы и расположения «индикаторов деформации» в составе объекта. Для количественного описания однородных деформаций, используется понятие эллипсоида конечных деформаций. Главные оси эллипсоида обозначают через X, Y, Z.

Форму эллипсоида иллюстрирует коэффициент Флинна:

$$K = \frac{R_{xy}-1}{R_{yz}-1},$$

где R_{xy} и R_{yz} отношения соответствующих осей эллипсоида.

Симметрия или вид деформации характеризуется отношением Лоде:

$$v = \frac{2E'_y - E'_x - E'_z}{E'_x - E'_z} \text{ (Hossack, 1968),}$$

где E'_y , E'_x , E'_z – величины натуральных деформаций, нормализованные к постоянному объему.

Чтобы оценить деформацию обобщенно по всем трем осям эллипсоида, то есть насколько сильно эллипсоид отличается от шара, при этом не учитывая его форму, используется величина полной девиаторной деформации:

$$E_d = \frac{1}{\sqrt{3}} \sqrt{(E_x - E_y)^2 + (E_y - E_z)^2 + (E_z - E_x)^2} = \sqrt{E'^2_x + E'^2_y + E'^2_z} \text{ (Brandon, 1995).}$$

В данной работе для вычисления двухмерной конечной деформации использовался метод «центр к центру» или метод Фрая (Fry, 1979), который оценивает расстояния между центрами включений, предполагая, что в недеформированном состоянии включения были распределены равномерно (Войтенко, Худолей, 2008).

Обработка данных. Для количественной оценки деформации синклинали Узунахматского блока были отобраны ориентированные образцы с крыла и замка вдоль профиля длиной 1500 м.

В процессе обработки материалов, в первую очередь, были определены геометрические характеристики складки (рис. 2 а). Осевая плоскость исследуемой синклинали субвертикальна и падает в южном направлении. Складка открытая (угол между крыльями 75–80°), прямая с параболическим замком, по форме в плане – линейная.

По результатам петрографического описания шлифов было определено, что породы представлены грубозернистыми и разномасштабными кварцевыми метапесчаниками узунхматской свиты с лепидобластовой и бластописаммитовой структурами. В составе большинства образцов присутствуют зерна микрокварцитов, а также линзочки перетертого глинистого и алевроитового материала.

Результаты количественной оценки деформации. В качестве характеристик деформации на уровне образцов в пределах изученного участка были получены: ориентировки осей стрейн-эллипсоидов, их форма и величины полной девиаторной деформации.

Значения полной девиаторной деформации варьируются от 0.36 до 0.50 с резким увеличением до 0.67 в замках складок высоких порядков (рис. 2б).

Оси удлинения эллипсоидов ориентированы параллельно шарнирам складок и простиранию ЦТН. Погружается ось X преимущественно под небольшими углами – до 30°, но к юго-западу от ЦТН главная ось удлинения эллипсоида деформации погружается под углом 73°. Величины R_{xz} варьируют от 1,61 до 2,4 (рис. 3). Происходит увеличение данного показателя при приближении к ЦТН, однако в 2 км к юго-западу от ЦТН R_{xz} резко возрастает до 2,4 (на общем фоне 1,5–1,7). Значения R_{xy} не превышают 2,14.

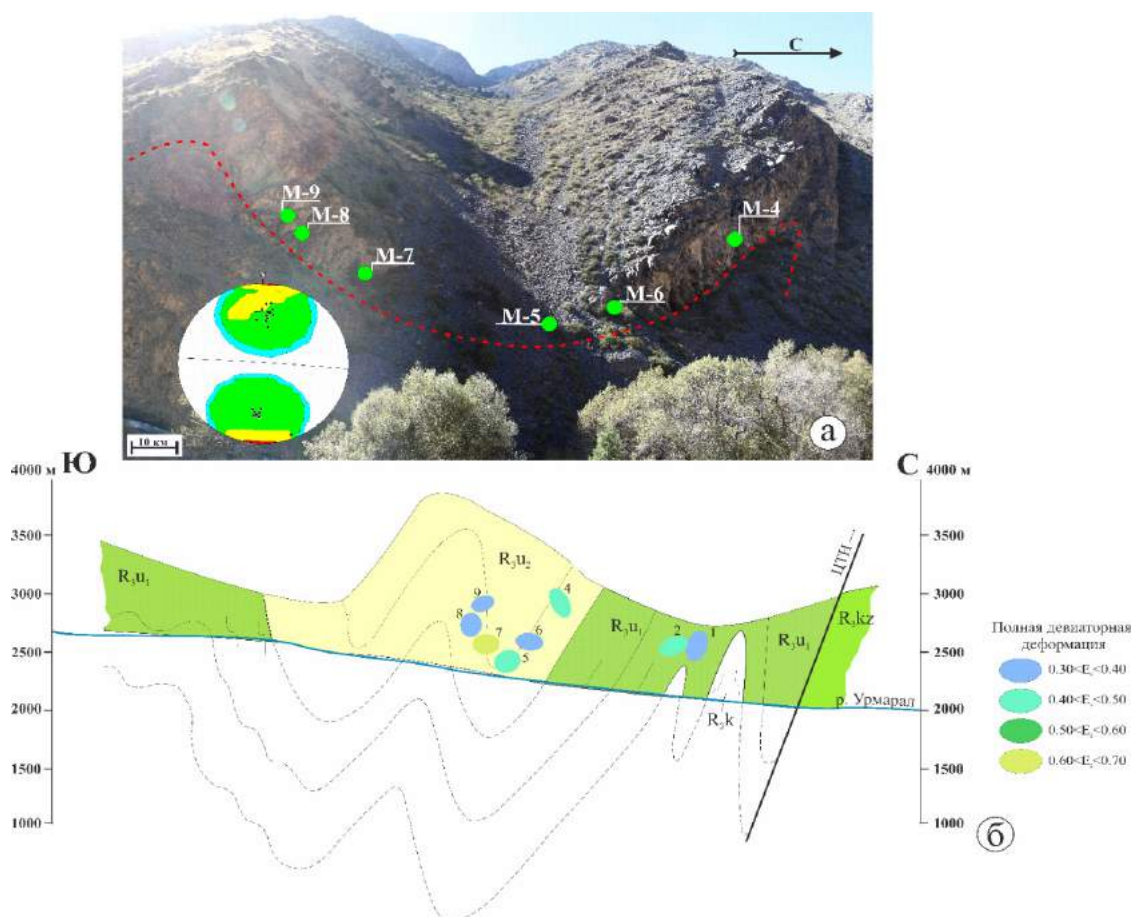


Рис. 2. (а) – Фотография исследуемой складки с элементами залегания, вынесенными на стереографическую проекцию (фото Москаленко А.Н.). (б) – Эллипсоиды деформации в вертикальном срезе, отображенные на разрезе, который составлен на основе литературных данных

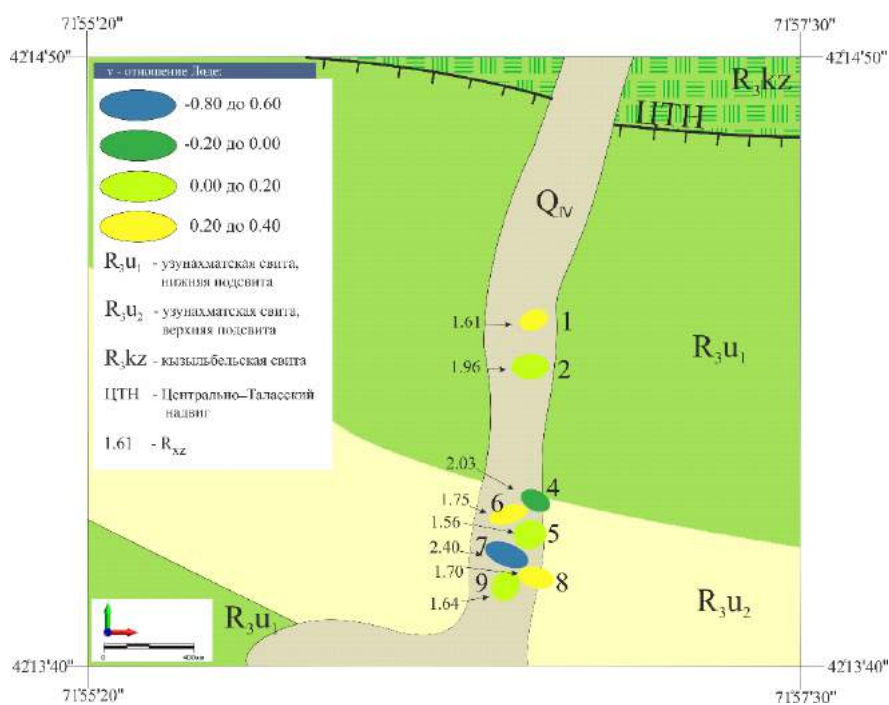


Рис. 3. Проекция эллипсоидов деформации на горизонтальную плоскость с отображением отношения Лодэ

Подсчет отношения Лодж и коэффициента Флинна показал, что большинство эллипсоидов обладают сплюснутой формой ($1 > K > 0$, $0 < v < 1$) (рис. 3). Исключением являются два эллипсоида деформации, соответствующие обр. «М-4» и «М-7». Первый эллипсоид вытянутый, но приближен к форме эллипсоида плоской деформации, а второй имеет сигарообразную форму и отвечает практически одноосному обжатию.

Заключение. Полученные результаты показывают, что на участке крыла крупной синклинали форма эллипсоида деформации представлена эллипсоидом трехосного сплющивания, а в замках складок высокого порядка представляет собой сигарообразную форму, что соответствует деформации трехосного обжатия. Интенсивность деформации незначительно варьируется, однако заметные увеличения отмечаются в местах предполагаемых замках складок вторых и более высоких порядков.

Оси удлинения эллипсоидов ориентированы параллельно шарнирам складок и простираются ЦТН. Аналогичные формы эллипсоидов и ориентировки главных осей были получены А.К. Худолеем и В.Н. Войтенко при изучении центральной части хребта Таласский Алатау (Voytenko, Khudoley, 2012).

Исследование выполнялось при поддержке гранта РФФИ 18-35-00464.

Список литературы

1. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. Труды Геологического Института. Вып. 570. М.ГЕОС, 2006. 216 с.
2. Войтенко В.Н., Худoley А.К. Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ. 2008. 468 с.
3. Малюжинец А.Г., Советов Ю.К. Карбонатный (чаткарагайский) флиш верхнего рифея Таласского хребта. Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 149–159.
4. Brandon M.T. Analysis of geologic strain data in strain-magnitude space. W Journal of Structural Geology. G. B.: Pergamon Press, 1995. V. 17. P. 1375–1385.
5. Fry N. Random point distribution and strain measurement in rocks. W Tectonophysics, 1979. V.60. P. 89–105.
6. Hossack J.R. Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (Southern Norway). Tectonophysics, 1968. – V. 5, Issue 4. P. 315–339.
7. Voytenko N.V., Khudoley A.K. Structural evolution of metamorphic rocks in the Talas Alatau, Tien Shan, Central Asia: Implication for early stages of the Talas-Ferghana Fault. C.R. Geoscience, 2012. V. 344. P. 138–148.

РОЛЬ КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА. ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИИ

Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Иванова Н.Д., Приступов Е.А.

*ФГБОУ ВО Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе,
Mezhelsofya@gmail.com*

Ветренный Пояс расположен в юго-восточной части Балтийского щита и простирается с севера-запада на юго-восток примерно на 250 км, при ширине выходов от 15–85 км. Пояс является осадочно-вулканогенным и представляет собой узкую вытянутую зеленокаменную структуру, на северо-востоке граничит с Беломорским подвижным поясом по зоне регионального надвига, четко фиксирующегося в геофизических полях по гравитационной ступени, на юго-западе Ветренный Пояс надвинут на палеоархейское серогнейсовое основание и мезоархейские зеленокаменные пояса Карельской гранит-зеленокаменной области. Максимальная мощность слагающего пояс осадочно-вулканогенного зеленокаменного комплекса достигает 3,5–4 км. Порода пояса метаморфизованы в пренит-пумпеллитовой субфации зеленосланцевой фации.

В разрезе Ветренного Пояса выделяют следующие свиты (Куликов и др., 1988): терригенно-осадочная токсинская свита, сложенная различными кварцитами и кварцевыми гравелитами.

Далее идет киричская свита, представленная андезибазальтами, андезитами и их туфами. Выше залегает ряд терригенно-осадочных свит: это калгачинская свита конгломератов, кохозерская свита известняков, доломитов, мергелей и виленгская свита песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Завершает разрез свита ветреного пояса сложенная вулканитами коматиитовой серии и туфами основного состава.

Возраст Ветреного Пояса долгое время оставался предметом бурных дискуссий, и в разные годы относился то к сумию, то к сариолию и даже к ятулию. В конце 90-х годов появились Sm-Nd датировки, которые составили 2410 ± 34 млн лет (Puhtel et al., 1997), позже были получены U-Pb и Re-Os датировки, которые составили 2405 ± 5 млн лет (Межеловская и др., 2016) и 2407 ± 6 млн лет (Puhtel et al., 2016) соответственно, после чего структуру стали относить к сумийскому надгоризонту палеопротерозоя.

Ранее авторами рассмотрена токшинская свита (Межеловская и др., 2016), залегающая в основании разреза. Она формировалась на начальных стадиях образования Ветреного Пояса и в особенностях ее строения и состава должны быть запечатлены условия заложения зеленокаменной структуры. Токшинская свита сложена терригенными образованиями – кварцитами, кварцевыми гравелитами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками. Породы свиты с резким несогласием перекрывают фундамент Карельского геоблока. Мощность свиты колеблется от нескольких метров до 1,5 км (в восточной части пояса).

Для определения возможных источников сноса при формировании кварцитов токшинской свиты, была отобрана проба на юго-восточном склоне горы Двойная, из которой были выделены цирконы и проведено U-Pb изотопное датирование. При измерениях использовалась система лазерной абляции в комплекте с эксимерным лазером DUV 193 (Lambda Physic Complex) совместно с элементным высокоразрешающим, высокочувствительным масс-спектрометром *ThermoQuest Finnigan MAT ELEMENT-2*. Цирконы отличаются между собой по морфологии, внутреннему строению, кавернозности. Диапазон значений возрастов цирконов колеблется в широком интервале: от $2654,31 \pm 38,48$ млн лет до $3364,72 \pm 5,75$ млн лет, т.е. все возраста детритовых цирконов соответствуют архею (неоархею, мезоархею и палеоархею).

В указанном возрастном диапазоне характер распределения значений возрастов детритовых цирконов имеет три пика. Один пик фиксируется на уровне значений от $2755,39 \pm 1,9$ млн лет, второй – $2824,26 \pm 4,5$ млн лет, третий – $2919,71 \pm 7,67$ млн лет. Единичные цирконы имеют более древние значения возрастов. Особый интерес вызывает группа цирконов с пиковым значением $2824,26 \pm 4,5$ млн лет самая многочисленная. Они характеризуются разнообразием морфологических типов. Содержания тория и урана небольшие (менее 100 ppm), торий – урановое соотношение в среднем 0,6. Большое морфологическое разнообразие цирконов этой группы объясняется скорее всего тем обстоятельством, что они высвобождались при разрушении очень пестрых по составу интрузивных комплексов мезолопия: диорит-плагиогранитных, гипербазитовых, габбро-анортозитовых, габбро-диабазовых и гранитных. По внутреннему строению и морфологии преобладают зерна гранитоидного типа.

Киричская свита андезибазальтов и андезитов изучалась авторами на протяжении нескольких полевых сезонов по немногочисленным обнажениям на территории Водлозерского национального парка в пределах Киричской вулcano-плутонической структуры. Макроскопически породы в обнажениях носят следы явных преобразований, повсеместно встречаются порфировые включения, замещенные минералами группы эпидота, местами породы брекчированы и обильно эпидотизированы. При петрографическом изучении вулканитов киричской свиты было установлено, что породы по составу отвечают базальтам, андезибазальтам, редко андезитами.

Из андезибазальтов была отобрана проба объемом около 10 кг из которой были выделены цирконы в лаборатории ГИН РАН. Удивление вызвало количество цирконов (около сотни зерен), не характерное для пород такого состава. Большинство зерен представлены мелкими изометричными выделениями с хорошей магматической зональностью, иногда призматическими вытянутыми и осколочными разновидностями. По цирконам было проведено U-Pb изотопное

датирование методом лазерной абляции в лаборатории ГЕОХИ РАН. Все полученные возраста лежат в интервале от 2817 ± 45 до 2863 ± 38 млн лет, что отвечает мезоархею. Для установления природы цирконов в 14 зернах были определены содержания редких и редкоземельных элементов. Отношение U/Th 1,37–3,09 в среднем 2,06; Hf/U 93–268, в среднем 147; Eu/Eu^* в среднем 0,65, что весьма близко к таковым в магматических цирконах. Характер распределения редких элементов, нормированных к хондриту имеет явную положительную Se и отрицательную Eu аномалии и в целом идентичен с распределением в гранит-аплитах.

В средней осадочной части разреза находится терригенная калгачинская свита. Авторами изучались образцы, отобранные из обнажений свиты на территории Водлозерского национального парка (болото Нюхчин мох), в двух обнажениях, расположенных на удалении 100 метров друг от друга. Обломки конгломератов представлены в основном галькой гранитного, реже диоритового составов. По разрезу обнажений (в интервале одного метра) наблюдается резкая смена размера и формы галек. Внизу галька небольшого размера (2–3 см), уплощенная (отношение длины к ширине составляет от 2 до 5), вверх по разрезу ее размер увеличивается (до 7–10 см), форма приближается к сферической (отношение длины к ширине от 1,5 до 2). В конгломератах наблюдается полосчатость с ориентировкой Az . пад. 10–30, <10–20. При петрографическом изучении было установлено, что основная масса галек из конгломератов представлена плагиогранитами, основными минералами являются: плагиоклаз – более основной в центральной части, частично сосюритизированный, а по краям – альбит-олигоклаз, кварц и мусковит.

Была отобрана проба, из которой впоследствии были выделены детритовые цирконы. Отдельно – из гальки гранитоидного состава и отдельно – из цемента метаконгломератов. В институте геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН) было проведено $U-Pb$ изотопное датирование. При измерениях использовалась система лазерной абляции (аналитик Аносова М.О.). Анализ общего спектра возрастов детритовых цирконов калгачинской свиты показал, что в пробах отсутствуют цирконы с возрастными моложе 2812 млн лет и древнее 2990 млн. Таким образом, возрастной спектр цирконов калгачинской свиты значительно отличается от аналогичных спектров для токшинской свиты, залегающей в основании структуры (от 2654 млн лет до 3364 млн лет) изученной авторами ранее (Межеловская и др., 2016). Отсюда следует несколько выводов. Отсутствие древних цирконов (впрочем, как и более молодых) в отличие от детритовых цирконов токшинской свиты свидетельствует о том, что поменялся источник сноса обломочного материала при формировании калгачинской свиты. Это скорее всего связано с сокращением площади с которой обломочный материал поставлялся для образования конгломератов. Выделенные из цемента конгломератов детритовые цирконы, укладываемые в возрастной интервал 2810 – 2910 млн лет, имеют несколько возрастных пиков: 2850 млн лет, 2870 млн лет, 2910 млн лет. Большинство зерен цирконов представлены призматическими идиоморфными кристаллами и их фрагментами. Также морфология цирконов из галек конгломератов идентична таковым из плагиогранитов Шилосского массива (Мыскова и др., 2015), модельный возраст которых определен методом $SRIMP$ II составил 2853 ± 11 млн лет, что хорошо согласуется с изотопными данными по детритовым цирконам. Характер распределения редких элементов в цирконах из калгачинской свиты, нормированных к хондриту, аналогичен с таковым для магматических цирконов из диорит-аплитовых комплексов (Каулина, 2010). На графике распределения наблюдается отчетливая положительная Se и отрицательная Eu аномалии. Отношения U/Th колеблются в узком интервале от 1,22 до 2,32; в среднем 1,78; Hf/U – 60–206, в среднем 128, отношение Eu/Eu^* в среднем 0,33; что характеризует цирконы как магматические. Средние значения возрастов соответствуют 2860 млн лет. Несколько иная картина распределения по возрастам цирконов, выделенных из гальки гранитного состава. Общий пик распределения соответствует 2870 млн лет. При этом выделяются отдельные максимумы: 2860 млн лет, 2890 млн лет, 2910 млн лет, 2940 млн лет. Изучение морфологии зерен цирконов, а также их внутреннего строения в катодных лучах показали их весомое сходство с цирконами из тоналит-гранодиоритовых комплексов со сложной историей дифференциации от диоритов, через гранодиориты до тоналитов (Corfu et al., 2003). По

результатам проведенного комплексного изучения конгломератов калгачинской свиты Ветреного Пояса были установлены возможные источники сноса при формировании осадков. Характер распределения редких и редкоземельных элементов в цирконах, их морфология и внутреннее строение в катодных лучах, а также петрографо-геохимический анализ выделенных галек однозначно указывают на диорит-гранодиоритовый источник. Возможной областью сноса обломочного материала могли быть плагиограниты Шилосского массива, мезоархейские комплексы гранитоидов Водлозерского блока или гранитоиды Кменноозерской структуры, расположенные по соседству и имеющие близкий возраст, что и подавляющее большинство датированных цирконов.

Ранее авторами была предпринята попытка датирования коматиитовых базальтов свиты ветреного пояса, с целью уточнения возраста структуры. Из двух проб удалось выделить по одному зерну циркона по которым было проведено U-Pb датирование методом TIMS в лаборатории КНЦ РАН. В пробе базальта со структурой спинифекс пироксенового типа было выделено единичное зерно циркона призматической формы светло-желтого цвета. Судя по призматическому облику и следам коррозии скорее всего он был захваченным лавовым потоком. Возраст данного ксеногенного циркона составил 2850 ± 5 млн лет.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

При изотопном изучении комплексов Ветреного Пояса согласно полученным данным по детритовым цирконам однозначно проявляется возрастной пик в среднем с возрастом 2.85 млрд лет. Данный возраст встречается как в основании и средней части разреза, так и в завершающей толще коматиитовых базальтов. Следовательно, при формировании вещественных комплексов структуры преобладал источник с данным возрастом. Судя по морфологии и внутреннему строению цирконов источником могли являться ТТГ комплексы Водлозерского блока или гранитоиды Каменноозерской структуры, данное предположение подтверждается характером распределения РЗЭ в цирконах выделенных из гранитных галек калгачинской свиты. Родство цирконов из разных частей Ветреного Пояса подтверждается на основе статистического метода Колмогорова-Смирнова, где коэффициент корреляции между токшинской и киричской свитами составил 0,405, что обусловлено наличием трех возрастных пиков в кварцитах, но все же является достаточно высоким. Коэффициент корреляции между возрастными цирконами из калгачинской и киричской свит близок к единице и составил 0,967, что указывает на единый источник. Во время формирования структуры Ветреного Пояса на окраине Карельского кратона, на дневную поверхность были выведены комплексы с возрастом в среднем 2.85 млрд лет, предположительно кислого состава, которые являлись источниками цирконов при формировании различных частей разреза структуры.

Список литературы

1. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2010. 144 с.
2. Куликов В.С. О сводном разрезе раннего докембрия Ветреного Пояса / В.С. Куликов, В.В. Куликова / Операт.-информ. матер. Петрозаводск. 1988. С. 35.
3. Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Бибикина Е.В. Временной диапазон формирования осадочно-вулканогенного комплекса Ветреного Пояса. «Стратиграфия, геологическая корреляция». Издательство Наука (М.), 2016 г., том 24, № 2, с. 3–16.
4. Мысцова Т.А., Житникова И.А., Львов П.А. Позднеархейский среднекислый магматизм Южно-Выгозерской и Каменноозерской зеленокаменных структур Центральной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 3–27.
5. Corfu F., Hancher J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of Zircon Textures. Rev. Mineral. Geochem. 53. 469–500.
6. Puchtel, I.S., Touboul, M., Blichert-Toft, J., Walker, R.J., Brandon, A.D., Nicklas, R.W., Kulikov, V.S. and Samsonov A.V. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016. 180 227–255.
7. Puhtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schnberg C.D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61. P. 1205–1222.

ФОРМАЦИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ЮЖНО-ТАТАРСКОГО И СЕВЕРО-ТАТАРСКОГО СВОДОВ И ЕЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Сидорова Е.Ю.

*Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский (Приволжский) федеральный университет,
lena353@list.ru*

Татарский свод одна из основных структур Волго-Уральской антеклизы на востоке Русской плиты, в его структуре выделяются два поднятия: Северо-Татарский и Южно-Татарский своды (Войтович, Гатиятуллин, 2003; Кристаллический фундамент, 1996). Многочисленные глубокие и сверхглубокие скважины, пробуренные в пределах Южно-Татарского и Северо-Татарского сводов, вскрыли специфическую формацию погребенной коры выветривания – переходную зону, локализованную на границе осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента. Коровая формация на территории Волго-Уральской антеклизы формировалась в континентальный период до начала формирования отложений осадочного чехла девонского периода (Лапинская, Журавлев, 1967).

Детальное изучение минералого-петрографических характеристик пород кристаллического фундамента данной территории, подвергнутых процессам выветривания, позволило установить два морфологических типа коры выветривания, для выделения которых использовались следующие критерии: время формирования, морфологические особенности, строение, степень сохранности и зональность профиля выветривания, минерально-геохимический состав пород. Наиболее распространенный морфологический тип коры выветривания – площадной тип. Для площадных кор выветривания характерна отчетливая вертикальная зональность профиля, где смена зон происходит снизу-вверх по разрезу с увеличением степени выветрелости пород, при этом значения мощности коры выветривания колеблются в пределах от 0,5–5 м до 20–25 м и реже более. Характерно, что в пределах Южно-Татарского и Северо-Татарского сводов полный первичный профиль выветривания не всегда сохранен вследствие размыва и переноса вещества коры выветривания и действия вторичных наложенных процессов. Однако в обобщенном профиле кор выветривания можно выделить зоны: дезинтеграции, цементации, гидратации-выщелачивания, окисления, вторичной гидратации.

Другим морфологическим типом коры выветривания является линейный тип, который имеет локальное развитие на территории Татарского свода и связан с разломами кристаллического фундамента. Отличительная особенность линейной коры выветривания – отсутствие четкого профиля выветривания и зональности. Мощности таких кор выветривания больше, распространенность по глубине может достигать 40 м и более. Формированию линейного типа коры выветривания способствовали зоны тектонической нарушенности кристаллического фундамента.

Вещественный состав и минералого-геохимические особенности изучаемой коры выветривания напрямую зависят от состава материнских пород кристаллического фундамента Южно-Татарского и Северо-Татарского сводов, которые представлены метаморфическими (гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы и др.) и в меньшей мере магматическими (габбро-диабазы, габбро-нориты и др.) комплексами (Ситдинов, 1968). Среди новообразованных гипергенных минералов основное место принадлежит глинистым минералам, при этом отмечается большое разнообразие их ассоциаций (Сидорова, Ситдинова, 2013). Значительное содержание темноцветных минералов (пироксены, оливины, амфиболы) в составе материнских пород фундамента обуславливает развитие каолинит-, хлорит-смешанослойной иллит-сметтитовой и иллит-хлоритовой ассоциаций глинистых минералов, отличительной особенностью которых является подчиненное значение каолинита в составе. При увеличении степени выветрелости пород, то есть в верхних зонах профиля, состав глинистой компоненты кор выветривания представлен ассоциациями со значительным содержанием каолинита. В целом, в большинстве изученных профилей каолинит

является преобладающим среди глинистых минералов и представляет собой конечный продукт изменения пород фундамента под действием гипергенных процессов, исключая случаи, когда на коровую формацию накладываются более поздние вторичные процессы. При этом следует отметить, что морфология и степень совершенства кристаллической структуры каолинита изменяется по профилю выветривания и зависит во многом от наличия в системе минералообразования катионов железа и магния (Сидорова и др., 2017; Котельников и др., 2006).

Большинство изученных профилей площадной коры выветривания по геохимической зональности имеют схожую закономерность в миграции отдельных компонентов. Рассчитанные значения геохимических индексов CIA, CIW и PIA (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al, 1995; Harnois, 1988) увеличиваются при переходе от зоны дезинтеграции к зоне гидратации-выщелачивания и далее к зоне окисления, что подтверждает повышение степени выветрелости пород вверх по профилю, а также говорит о формировании данных кор выветривания в условиях теплого климата.

Список литературы

1. Войтович Е.Д., Гатиятуллин Н.С. Тектоника Татарстана. Казань: Издательство КГУ, 2003. 132 с.
2. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфолого-генетические разновидности каолинита в корах выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья I. Механизм образования каолинита в корах выветривания различных петрохимических типов пород // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2006. № 5. С. 18–24.
3. Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтеносности: под ред. Р.Х. Муслимова, Т.А. Лапинской. Казань: Дента, 1996. 174 с.
4. Лапинская Т.А., Журавлев Е.Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефте-носной провинции и ее геологическое значение. М.: Недра, 1967. 174 с.
5. Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М. Ассоциации глинистых минералов древних кор выветривания – потенциальных коллекторских зон кристаллического фундамента Татарского свода // Георесурсы. 2013. № 5(55). С. 3–7.
6. Сидорова Е.Ю., Ситдикова Л.М., Хасанова Н.М., Изотов В.Г. Структурно-морфологические особенности каолинита кор выветривания в зависимости от типа материнских пород фундамента Татарского свода // Материалы докладов Пятой Российской Школы по глинистым минералам «Argilla Studium-2017». М.: ИГЕМ РАН, 2017. С. 82–84.
7. Ситдинов Б.С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань: Издательство КГУ, 1968. 436 с.
8. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921–924.
9. Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sedimentary Geology. 1988. V. 55. P. 319–322.
10. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Старцева К.Ф.

Геологический ф-т МГУ им. М. В. Ломоносова, kfstartseva@gmail.com

Введение. Восточно-Баренцевоморский бассейн – это система осадочных прогибов, расположенных к западу от арх. Новая Земля в Российском секторе Баренцева моря. Систематическое изучение геологии Баренцевоморского региона началось в 20-х годах прошлого столетия, и продолжается по сей день. На прилегающих территориях суши неоднократно проводилось площадное и маршрутное геологическое картирование разного масштаба, выполнялись гравиметрические и аэромагнитные работы. Интенсивное геолого-геофизическое изучение акватории Баренцева моря началось в 1960–70 гг. и выполнялось «ВНИИОкеангеология», ВСЕГЕИ, ВНИИМОРГЕО, Севморгео, «ВНИИГеофизика», НПО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция (МАГЭ)», «Севморнефтегеофизика» (СМНГ), «Арктикморнефтегазразведка» (АМНГР), «Арктические морские инженерно-геологические экспедиции». В 1970–80-х годах организация АМНГР пробурила несколько десятков скважин на акватории Баренцева моря, а

также на прилегающих островах: Колгуев, архипелагов Земля Франца-Иосифа и Новая Земля. В последние годы бурение на шельфе Баренцева моря проводится компанией «Газфлот».

Изучением и систематизацией полученного фактического материала занимались И.С. Грамберг, Ю.Е. Погребницкий, Н.В. Шаров, М.Л. Верб, В.Е. Хаин, Э.В. Шипилов, С.И. Шкарубо, С.В. Аплонов, А.В. Ступакова, Н.М. Иванова и многие другие. Их исследования легли в основу современных представлений о геологическом строении и истории развития региона. В связи с тем, что геологическая среда Баренцевоморского региона труднодоступна для непосредственного изучения, многие детали ее строения и эволюции на сегодняшний день остаются предметом дискуссий. За последнее десятилетие по результатам бурения и сейсморазведки на шельфе Баренцева моря был получен большой объем геологических данных, позволяющий улучшить и детализировать существующие модели геологического строения и истории развития региона. Это, в свою очередь, дает возможность уточнить прогнозирование размещенных в его пределах полезных ископаемых.

Геологическая модель. Для создания геологической модели Восточно-Баренцевоморского бассейна были проанализированы новейшие данные геофизики, бурения на акватории и геологических съемок на сопредельной суше с использованием метода тектоностратиграфии. Суть метода заключается в выделении тектоно-стратиграфических комплексов на основе интерпретации данных сейсморазведки, и их увязке с данными бурения на акватории и геологии прилегающих территорий суши.

В Восточно-Баренцевоморском бассейне комплексы мела, юры, верхнего, среднего и части нижнего триаса были привязаны к скважинам Восточно-Баренцевоморского бассейна – Штокмановская, Арктическая, Северо-Кильдинская и др. Горизонты нижнего триаса, перми и карбона были привязаны к разрезам скважин акватории Печорского моря, а также скважины Адмиралтейская-1. В осадочных бассейнах Печорского моря также вскрыты отложения верхнего девона, прослеживающиеся в направлении к центральной части Восточно-Баренцевоморского бассейна. Нижележащие комплексы ордовика-силура, вскрытые Печорскими скважинами, в Восточно-Баренцевоморском бассейне не прослеживаются, а потому не выделяются.

Разрез осадочного чехла Восточно-Баренцевоморского бассейна начинается с комплекса заполнения синрифтовых впадин, наиболее характерно представленных вблизи архипелага Новая Земля. Данный комплекс сопоставляется с отложениями низов франского яруса, в разных частях Новой Земли представленного рейской, конгломератовой, избнинской свитами, а в Тимано-Печорской области – яранским и джьерским горизонтами нижнего франа. В составе названных подразделений развиты конгломераты, а также лавы и туфы базальтового состава. В основании нижнефранских отложений развит размыв, в Тимано-Печорской области достигающий ордовикских отложений, на о. Колгуев – ордовикских и нижнедевонских, на Новой Земле – среднедевонских отложений. В Печорском море отложения яранского и джьерского горизонтов не развиты, разрез франа начинается с более поздних тиманского и саргаевского горизонтов, вскрытых скважинами на акватории и с размывом залегающих на породах силура (Журавлев и др. 2014). Что касается раннепалеозойских дофранских отложений в Восточно-Баренцевоморском бассейне, то их наличие вполне вероятно, однако в соответствии с результатами сейсмической интерпретации предполагается, что они входят в комплекс пород, слагающих акустический фундамент, и в разной степени деформированы.

Выше уровня развития верхнедевонских синрифтовых отложений выделяются впадины, наиболее ярко проявленные в западной части бассейна. По аналогии с грабенами, пробуренными в норвежской части Баренцева моря, данные структуры связываются с эпизодом дополнительного раннекаменноугольного сбросообразования. В восточной части бассейна данные структуры накладываются на ранее образованные впадины, и по скважинам датируются раннекаменноугольным временем.

Между отложениями синрифтового комплекса нижнего франа и комплекса наложенных грабенов нижнего карбона выделяется конус выноса, условно датируемый фаменско-турнейским временем по аналогии с циклическими карбонатно-терригенными отложениями

Тимано-Печорского бассейна и Новой Земли. Формирование комплекса связывается с некомпенсированной седиментацией вследствие начала пострифтового погружения бассейна. В отложениях комплекса прослеживается проградация в восточном направлении со стороны Северо-Карского бассейна.

Комплекс отложений позднего карбона – ранней перми (асельско-сакмарский ярус) в краевых частях бассейна характеризуется наличием многочисленных сейсмических аномалий, интерпретируемых как карбонатные постройки. В пределах комплекса наблюдается изменение мощностей отдельных сейсмофаций, что связывается с проявлениями сининверсионного роста локальных поднятий.

Выше по разрезу выделяется пермско-нижнетриасовый комплекс терригенного заполнения бассейна. Пермские отложения имеют отчетливое клиноформное строение, триасовые отложения имеют в основном хаотичное строение, однако прослеживаются отдельные поверхности подошвенного прилегания и подошвенного налегания, позволяющие проследить проградацию отложений в западном направлении. Общая мощность пермско-триасовых терригенных отложений достигает 5–7 км, что говорит о крайне быстром, лавинном заполнении бассейна.

В пределах верхнетриасовых-нижнеюрских отложений проявлено изменение мощностей, связанное с конседиментационным ростом поднятий. Окончание деформаций маркируется предсреднеюрским несогласием, широко проявленным в восточной части бассейна. Еще одно крупное несогласие прослежено в подошве аптских отложений. К предаптскому сининверсионному событию приурочен обширный базальтовый магматизм. В Восточно-Баренцевоморском бассейне с ним связано внедрение базальтовых силлов, прослеживающихся в виде амплитудных аномалий на большей части бассейна и задокументированных бурением. На архипелаге Земля Франца-Иосифа описаны горизонты базальтовых лав, продолжение которых, вероятно, прослеживается на сейсмических профилях в северной части Восточно-Баренцевоморского бассейна.

Последний этап инверсионных деформаций произошел в кайнозойское время. Выравнивание на подошву апта показывает, что аптские – альбские и верхнемеловые отложения, во-первых, имеют субгоризонтально-слоистое строение, а во-вторых, в значительной мере эродированы. Величина кайнозойской эрозии по профилю 4-АР достигает по меньшей мере 900 м. В разных частях Восточно-Баренцевоморского бассейна величина эрозии достигает от четырехсот до двух тысяч метров (Henriksen et al. 2011).

Геодинамическая история. По результатам геологического моделирования, история развития Восточно-Баренцевоморского бассейна выглядит следующим образом.

В позднедевонское время (рис. 1, А) в результате растяжения произошло заложение ряда грабенообразных впадин на фоне проявлений базальтового магматизма. Дополнительный эпизод растяжения и сбросообразования был реализован в раннекаменноугольное время. В фаменско-турнейское (рис. 1, Б) время началось пострифтовое погружение бассейна с образованием глубоководной впадины с некомпенсированным режимом седиментации и отложением материала, сносимого с востока, в том числе и с территории Северо-Карского бассейна, существовавшего в то время в виде приподнятой и эродируемой суши (Никишин, 2013, Nikishin et al, 2013). В позднекаменноугольное – раннепермское время были проявлены инверсионные деформации и начало роста локальных поднятий на фоне продолжающегося погружения. В пермское время (рис. 1, В) началось активное заполнение глубоководной впадины терригенным осадочным материалом, а в раннем триасе лавинная седиментация (рис. 1, Г) привела к окончательному заполнению палеобассейна. В дальнейшем формирование продолжалось в платформенных условиях. В среднем триасе был заложен предновоземельский краевой прогиб, а в позднетриасовое – раннеюрское время (рис. 1, Д) были проявлены инверсионные движения роста локальных поднятий, завершившиеся в предсреднеюрское время. Инверсионные деформации активизировались также в предаптское время, тогда же был проявлен обширный базальтовый магматизм. Завершающий эпизод деформаций был проявлен в кайнозойское время (рис. 1, Е, Ж), когда в результате воздымания и эрозии было размыто до 2 км сформированного осадка.

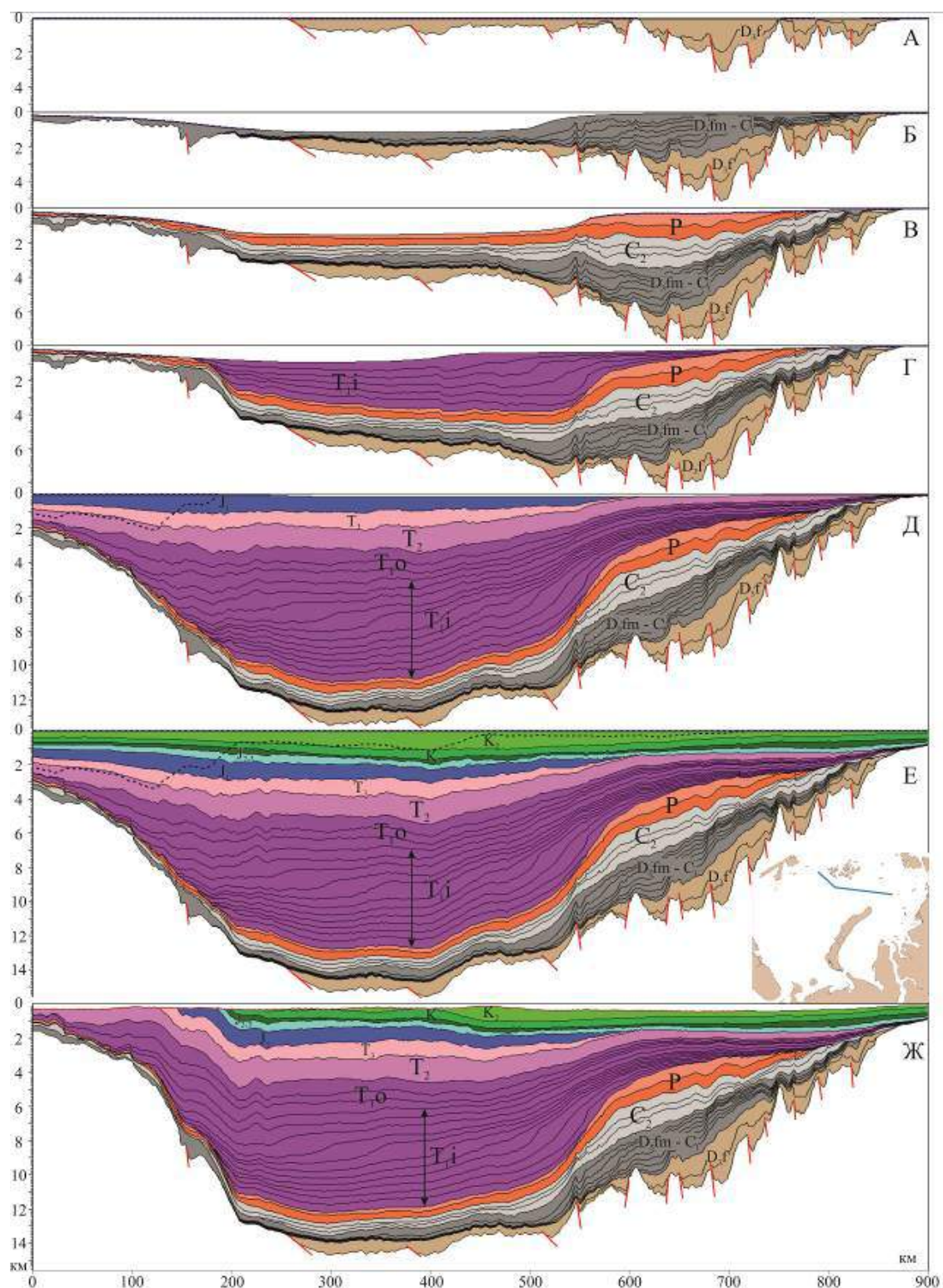


Рис. 1. Этапы геологического развития Восточно-Баренцевоморского бассейна на примере регионального геолого-геофизического профиля 4-АР

Благодарности. Выражается благодарность А.В. Ершову и А.М. Никишину за консультации при подготовке работы, а также сотрудникам компании «РН-Шельф-Арктика» за плодотворную научную дискуссию.

Работа выполнена при поддержке РФФИ в рамках научных исследований № 18-35-00133 и № 18-05-00495.

Список литературы

1. Аглонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К. Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 58–76.
2. Баренцевская шельфовая плита / Грамберг И.С. (ред.). Л.: Недра, 1988. 263 с.
3. Верба М.Л., Иванов Г.И. Тектоническая карта Баренцево-Карского региона масштаба 1 : 2500000: нефте-геологический и геоэкологический прогноз / Труды RAO/CIS Offshore 2009. СПб.: Химиздат, 2009.
4. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики / Грамберг И.С., Погребницкий Ю.Е. (ред.). Л.: Недра, 1984. 280 с.
5. Журавлёв В.А., Кораго Е.А., Костин Д.А., Зуйкова О.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-39,40 – о. Колгуев–прол. Карские Ворота. Объяснительная записка / СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 405 с.
6. Никишин В.А. Внутриплитные и окраинноплитные деформации осадочных бассейнов Карского моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2013.
7. Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия) / Безматерных Е.Ф., Сенин Б.В., Шпилов Э.В. (ред.). Мурманск: Изд-во «Север», 1993. 184 с.
8. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Шаров Н.В., Митрофанов Ф.П., Верба М.Л., Гиллен К. (ред.). Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. 256 с.
9. Шпилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
10. Henriksen E., Bjørnseth H.M., Hals T.K., Heide T., Kiryukhina T., Kløvjan O.S., Larssen G.B., Ryseth A.E., Rønning K., Sollid K., Stoupakova A.V. Uplift and erosion of the greater Barents Sea: impact on prospectivity and petroleum systems // Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. Vol. 35. P. 278–281.
11. Ivanova N.M., Sakoulina T.S., Roslov Yu.V. Deep seismic investigation across the Barents–Kara region and Novozemelskiy Fold Belt (Arctic Shelf) // Tectonophysics. 2006. Vol. 420. P. 123–140.
12. Nikishin A., Amelin N., Petrov E., Miles L., Semb P.H., Lie O., Dahl N. New 2D seismic data improve evaluation of Barents and Kara Sea basins // World Oil. 2013. Vol. 234. № 11. P. 77–80.
13. Stoupakova A.V., Henriksen E., Burlin Yu.K., Larsen G.B., Milne J.K., Kiryukhina T.A., Golynchik P.O., Bordunov S.I., Ogarkova M.P., Suslova A.A. The geological evolution and hydrocarbon potential of the Barents and Kara shelves // Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. Vol. 35. P. 325–344.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕРНЫХ СЛАНЦЕВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ «КРАСНОЕ» (ИРКУТСКАЯ ОБЛАСТЬ) И «ГЛУХОЕ» (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Янникова Ю.Ю., Янникова Л.Ю., Русанов Р.В.

Воронежский государственный университет, miss.yannikova@mail.ru

Введение. Черносланцевые комплексы представляют собой важнейший металлогенический фактор крупных золоторудных месторождений (Мурунтау, Узбекистан; Кумтор, Киргизия; Сухой Лог, Россия и др.). Черные высокоуглеродистые сланцы выступают в качестве первичного аккумулятора ряда металлов, в том числе благороднометальной группы. В зависимости от последующих рудных процессов, факторами которых является метаморфизм, влияние интрузивных тел, наложенных дислокаций, формируется разнотипные по рудолокализации золоторудные объекты.

Черные сланцы участка «Красный» относятся к сухоложскому типу; участок находится в 70 км от упомянутого месторождения. Черносланцевые комплексы Приморья в настоящее время находятся на стадии детального изучения, и определение их формационной принадлежности представляется первоочередной задачей.

Цель предлагаемой работы – проведение сравнительного анализа черных сланцев упомянутых объектов для более эффективного проведения поисково-оценочных и разведочных стадий на месторождении «Глухое» (Приморский край).

Сравнение сланцев Иркутской области и Приморского края проводилось по следующим параметрам: 1) палеотектонический анализ условий их осадконакопления, 2) литологические

особенности, в том числе количество и характер распределения углистого вещества, 3) геохимия, 4) наложенные процессы, влияющие на перераспределение рудного вещества.

1). Палеотектонический анализ был проведен на основе обобщения фондовой и опубликованной литературы. Анализ палеотектонических условий формирования сравниваемых объектов показывает достаточно существенные их отличия. Если для сланцев Иркутской области характерно апвеллинговые фации, высокая степень экзогенной переработки материала, поставляемого в область осадконакопления, то для черных сланцев Приморья характерной особенностью является их вхождение в состав турбидитов; первые формировались в условиях больших площадей, в так называемых компенсационных синклиналях над посторогенными рифтами вендского возраста (Додин Д.А. и др., 2000 г.), во втором случае – фации синсдвигового бассейна активной окраины в меловое время (Ханчук А.И., 2006 г.).

2). Сравнительный литологический анализ черных сланцев Иркутской области и Приморского края. Для сравнения были использованы наиболее типичные черные сланцы сравниваемых объектов. Углистые сланцы Иркутской области были отобраны на месторождении «Красное», а Приморские – на месторождении «Глухое». В качестве примера ниже приводится описание двух наиболее часто встречаемых типов черных сланцев.

Иркутская область. Углистый сланец карбонат-серицит-кварцевого состава. Структура лепидогранобластовая, параллельно ориентированная, на отдельных участках отмечаются следы псевдофлюидалности (обтекание чешуйками серицита и ориентированными агрегатами кварца включений кварц-тридимит-кристобалит агрегатов овальной формы). Состав: карбонат до 10%, кварц – 40%, серицит от 10 до 20%, углистое вещество – 5–7%, глинистый компонент – 30–35%. Карбонат образует пятнистые выделения неправильной формы, часто накладывающиеся на первичную сланцеватость, подчеркиваемую ориентированным расположением чешуек мусковита и мелких удлиненных агрегатов кварца. Помимо неправильных выделений карбонат встречается и в виде линз. Кварц представлен неправильными зернами вытянутой формы и вытянутыми агрегатами зерен. Отдельные зерна обнаруживают признаки, характерные для скрытокристаллических разностей (халцедона), на такие зерна кварца приходится до 50%. 50% кварца имеет явно кластогенный характер, часто с участками регенерации. Серицит образует тонкие чешуйки, подчеркивающие ориентированную микроструктуру и сланцеватость в целом. Глинистое вещество серовато-бурого цвета, образует сплошные участки, отделяющие линзообразные агрегаты и чешуйки вышеописанных агрегатов. Углистое вещество концентрируется, главным образом, в пелитовой части. Помимо главных описанных минералов, в качестве незначительной примеси отмечаются неправильные зерна минералов группы эпидота (эпидот и цоизит), а также удлиненные агрегаты и чешуйки бесцветной лучистой роговой обманки (в отличие от серицита такие зерна имеют косое погасание).

Углистый сланец второго типа. Текстура сланцеватая, цвет черный. Структура лепидогранобластовая, ориентированная, с элементами микроплойчатости. Микроплойчатость выражена наличием резко меняющейся ориентировки удлиненных агрегатов кварцевого состава и разделяющих их участков существенно углистого материала, относительно сопряженных с ними субпараллельных участков. Микроплойки образуют сигмоиды с центральной частью перпендикулярные к сопряженным субпараллельным участкам. Состав: до 55% кварца, 40% – углистое вещество, 5% – игольчатые выделения лучистого амфибола. Кварц двух типов. Первый тип – более мощные линзочки с раздувами, мощностью от 0,2 до 2-х мм, иногда они образуют субсогласные жилки, сложенные кварцевыми зернами с участками раскристаллизованного халцедона-тридимита. Второй тип – тонкие линзочки, агрегаты среди углистого вещества, микрокристаллические, отвечающие по составу халцедону. В мощных жилах кварцевого состава отмечаются участки тридимита с микрокристаллической структурой, обогащенной углистым веществом. Наличие связи кварца второго типа с углистым веществом свидетельствует об их конседиментационной генетической связи.

Приморский край. Сланец углистый. Текстура сланцеватая, структура лепидогранобластовая. Сланцеватость подчеркивается ориентированным расположением чешуек серицита и углистого вещества. Состав: глинистые частицы до 70%, 10% – зерна плагиоклаза и кварца, 7–8% – угли-

стого вещества, 12–13% – чешуйки серицита. Зерна угловатой формы, сложены, главным образом, плагиоклазом и кварцем, в соотношении 1:1. Чешуйки серицита образуют как самостоятельные листочки, так и агрегаты удлиненно-линзовидной формы, субпараллельно ориентированные друг относительно друга и, в целом, ориентированные согласно сланцеватости. Агрегаты, как правило, обладают более бурым цветом, и содержат повышенное количество углистого вещества. В таких линзовидных выделениях наблюдаются агрегаты зерен, сложенные минералами группы эпидота, незначительные по размеру агрегаты встречаются в виде пятен по всей массе глинистого сланца. Кроме того, эпидот вместе с карбонатом, образует тонкие, косо секущие сланцеватость просечки. Такие просечки карбонат-эпидотового материала обладают одновременным погасанием. На отдельных участках карбонат-эпидотовые агрегаты образуют неправильные диагонально расположенные относительно сланцеватости участки, также обладают одновременным погасанием. Углеродистое вещество часто формирует тонкие, до волосовидных, линзочки удлиненной формы.

Сланец черный второго типа, глинисто-серицитовый с большим количеством трещин карбонатного состава. Структура лепидогранобластовая, участками пятнистая. Состав: пелит – 70%, кварц до 15%, серицит – 10%, углистое вещество – 5%. В отличие от предыдущего шлифа, сланцеватость выражена слабее за счет присутствия обособления агрегатов глинисто-эпидотового состава с карбонатом. В площади шлифа на долю трещин, выполненных карбонатным веществом, приходится до 15%, трещины ветвящиеся, двух типов. Первый тип согласно сланцеватости, второй – резко секущий. Выполнение, как правило, карбонатное. Причем, карбонаты кальцитового и анкерит-сидеритового типа, последние распознаются по буроватому оттенку в проходящем свете. В тонких жилках иногда отмечается зональность. Внутренняя часть жилок сложена карбонатным веществом, а на периферии сложена халцедоном. Некоторые жилки, помимо карбонатного вещества, содержат участки, выполненные цоизитом, который хорошо распознается по низкой интерференционной окраске (иногда аномальной с признаками чернильного цвета).

3). Сравнение геохимических особенностей черносланцевых комплексов Иркутской области и Приморского края показал их существенные различия, как по характеру средних содержаний, так и по корреляционным связям по главным рудообразующим элементам. Так, например, для черных сланцев Иркутской области среднее содержание мышьяка составляет 900 г/т, свинца – 150 г/т, цинка – 900 г/т, меди – 160 г/т, в то время, как для этих же элементов в Приморском крае содержания составляют: мышьяка – 2262 г/т, свинца – 30 г/т, цинка – 230 г/т, меди – 51 г/т. То есть содержание мышьяка в 2,5 раза больше в черных сланцах Приморья по сравнению со сланцами Иркутской области, при этом существенно понижены содержания свинца (в 5 раз), цинка (в 4 раза) и меди (в 3 раза).

Для Иркутской области между золотом и мышьяком установлена положительная корреляционная связь на уровне 0,156, в то время как корреляционная связь между указанными элементами для сланцев Приморья установлена на уровне 0,94. Для последних также отмечается высокая положительная связь между золотом и сурьмой (0,88). Помимо отмеченных геохимических отличий, геохимические спектры литофильных элементов также существенно отличаются.

4). Для сланцев Иркутской области и Приморья характерны вторичные наложенные процессы, выраженные в наличии седиментогенно-метаморфических узелков, мелких линзовидных сегрегаций, а также разнотипных жил и прожилков кварцевого и кварц-карбонатного состава. В тоже время между ними очевидны и существенные отличия, заключающиеся в том, что для сланцев Иркутской области упомянутые новообразования носят седиментогенно-диагенетический характер, осложненный наложенным региональным метаморфизмом. В то время как для сланцев месторождения «Глухое» процессы кварц-карбонатного метасоматоза являются исключительно наложенными, часто субсинхронными процессам позднего динамического воздействия, катаклаза, милонитизации, меланжирования. При этом кварц-карбонатный метасоматоз проявился как в объемном виде (окварцевание), так и в виде прожилкования разных генераций.

Общие выводы. Черносланцевые комплексы сравниваемых объектов формировались в разных палеогеодинамических обстановках (сланцы Иркутской области – в условиях посторогенного рифтогенеза, Приморского края – в условиях активной континентальной окраины синсдвигового осадочного бассейна), что отразилось в их вещественном и минерагеническом потенциале.

Черные сланцы Иркутской области характеризуются практически мономиктовым кварцевым составом с примесью глинистой компоненты, размеры обломков кварца соответствуют тонкому алевриту – пелиту. Мономиктовый состав свидетельствует о глубокой экзогенной переработке (кора выветривания) областей сноса, а тонкий состав отвечает дистальным терригенным фациям. Повышенное количество углистого вещества, его форма выделения обусловлено отмиранием, главным образом, планктонных организмов. Метаморфизм, наложенный на черные, сланцы регионального типа и отвечает зеленосланцевой фации.

Черные сланцы Приморья характеризуются менее дифференцированным типом состава алевропелитовой части, помимо кварца в большом объеме там встречаются полевые шпаты (плагиоклазы), реже обломки пироксена и амфибола. Накопление черносланцевых комплексов обязано процессам турбидитового осадконакопления, при которых происходила дифференциация обломочного материала в условиях значительного перепада глубин, перенесенного с зоны апвеллинга. В процессе транспортировки существенная часть углистого вещества, по-видимому, терялась и выносилась в наиболее удаленные, дистальные фации. Об этом свидетельствует форма выделений углистого вещества, часто детритового типа. Общее пониженное, по сравнению со сланцами Иркутской области количество углистого вещества определяет и меньший минерагенический потенциал терригенных комплексов Приморья. Если для Иркутского черносланцевого комплекса характерен региональный метаморфизм, то метаморфизм, проявленный в Приморье, является более сложным и многостадийным. Наряду с региональным метаморфизмом зеленосланцевого типа в рудоконтролирующих структурах Приморья широко проявлен дислокационный метаморфизм в виде меланжирования, милонитизации и катоклаза.

Не смотря на более значимый минерагенический потенциал черных сланцев Иркутской области, перспективы обнаружения крупных золоторудных объектов Приморского края могут расцениваться как очень высокие. Эти перспективы связываются с более локальными, но более обогащенными участками интенсивного дислокационного метаморфизма как рудовмещающей среды, контролируемой крупными сдвиговыми структурами, обязанными косой субдукции.

Список литературы

1. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. – СПб.: Наука, 2000. – 755 с.
2. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572.

DEVELOPMENT OF CHESHMEH ROSTAM FAULT IN THE DEPTH AND MECHANISM OF TECTONIC EVIDENCES ON THE SURFACE (SOUTH OF TABAS – CENTRAL IRAN)

Sohrabi A.¹, Safaei H.²

¹PhD student, Saint Petersburg Mining University, arashshrbi@Gmail.com

²Professor, Isfahan University

Abstract. The Tabas block is bordered by several faults. One of the most important of them is Cheshmeh Rostam fault by the E-W orientation. Remote sensing technique with satellite imagery and geological knowledge, provides useful tools for assessing brittle structures on the surface and aeromagnetic data can show how these structures are developed in the depth. In this study, we used

geological maps and satellite images to mark lineaments. Combining identified fractures in 1:250000 geological map of Abdughi and Tabas, provides more complete structural map of the study area. Also, diagram of lineaments direction was plotted. The qualitative interpretation of aeromagnetic survey data illustrates directly the geological information by looking at the map without any calculations and offers an excellent opportunity to map the structure and lithology of the subsurface. According to the results of remote sensing analysis and geological information of area we explained the structures and active tectonic evidences along the main faults. Aeromagnetic analysis also show that Cheshmeh Rostam fault is an active structure in this area which developed in the depth and control rock unites on the surface.

Introduction. Iran and the surrounding areas present a mosaic of continental blocks separated from each other by complex fold-and-thrust belts within the Alpine– Himalayan orogenic system (Gansser, 1981). The active tectonics of Iran results from the northward Arabia– Eurasia convergence Bahrain (e.g., Sella et al., 2002). At the southwestern and southern boundaries of the Arabia-Eurasia collision zone, the convergence is taken up by the continental collision in the Zagros Mountains, and the active subduction of Makran, respectively. Further north, the northward motion not absorbed by the Makran subduction is expressed as the N-trending right lateral shear between central Iran and Eurasia at a rate of 16 mm/yr (e.g., Regard et al., 2005; Vernant et al., 2004).

The Central Iranian Microcontinent (CIM) (Takin, 1972) is one of the most important and complicated structural zones in Iran and is a suggestive example of geological areas that underwent long-lived tectonic deformation, being its present-day position and structural configuration the result of different geodynamic events (Cifelli et al., 2013). The Central Iranian Microcontinent is divided to several parts by strike-slip right lateral faults. The main parts include: Lut, Tabas, Posht-e-Badam and Yazd blocks (Aghanabati 2004) (Fig 1-A). The Tabas Block is bounded to the east by Nayband right-lateral strike slip fault and to the west by the Kalmard-Kuhbanan right-lateral strike slip fault. The study area is located in the middle part of the Tabas block and named Cheshmeh Rostam fault. The general trend of this fault in the eastern is E-W and in the western part is NE- SW, (Fig. 1-A, B). The geo-historical analysis presented in this paper is based on collected data from the depth and observations along the outcrop of the area. Our study is designed to integrated tectonic, morphotectonic and aeromagnetic information generated from this part of the Tabas Block.

Geology setting. The basement of the Tabas block is composed of Mesozoic limestones, dolomites, shales, marly shales, and sandstones (Stöcklin and Nabavi, 1969; Aghanabati and Haghipour, 1975). Cretaceous rocks pass upward into a complex of coarse-grained conglomerates of undetermined age, termed the Kerman conglomerates (Stöcklin et al., 1965). The deposits in this area unconformably overlie Mesozoic rocks and underlie a Paleogene volcanic complex, consisting of basalts, andesites, and dacites. In many places, the volcanic rocks overlie, commonly with an unconformity, Mesozoic and older rocks with or without Kerman-type conglomerates (Stöcklin et al., 1965). The volcanic rocks, recognized north of the Urumieh-Dokthar magmatic arc, are considered to middle and late Eocene in age (Stöcklin et al., 1965) and correspond to back-arc volcanism (e.g., Vincent et al., 2005). Deposition in the Tabas Block commenced with red and yellow mudstones and siltstones containing a few intercalations of gypsum and salt, termed the “Neogene Red Beds” (Ngr; Stöcklin et al., 1965). The succeeding Quaternary deposits in the Tabas Block include mainly conglomerates, clays, gravels, and sandstones, typically deposited as alluvial fans, river terraces, and playa lakes (e.g., Stöcklin et al., 1965; Stöcklin and Nabavi, 1969; Aghanabati and Haghipour, 1975). Quaternary deposits forming the older (Qt1) and younger (Qt2) terraces, and gravel fans and sand dunes unconformably overlie the Neogene deposits and older rocks (e.g., Stöcklin et al., 1965). The Quaternary deposits also unconformably overlie older rocks in the Kalmard fold belt and the Shotori deformation belt (e.g., Stöcklin et al., 1965; Stöcklin and Nabavi, 1969; Aghanabati and Haghipour, 1975) (Fig. 2).

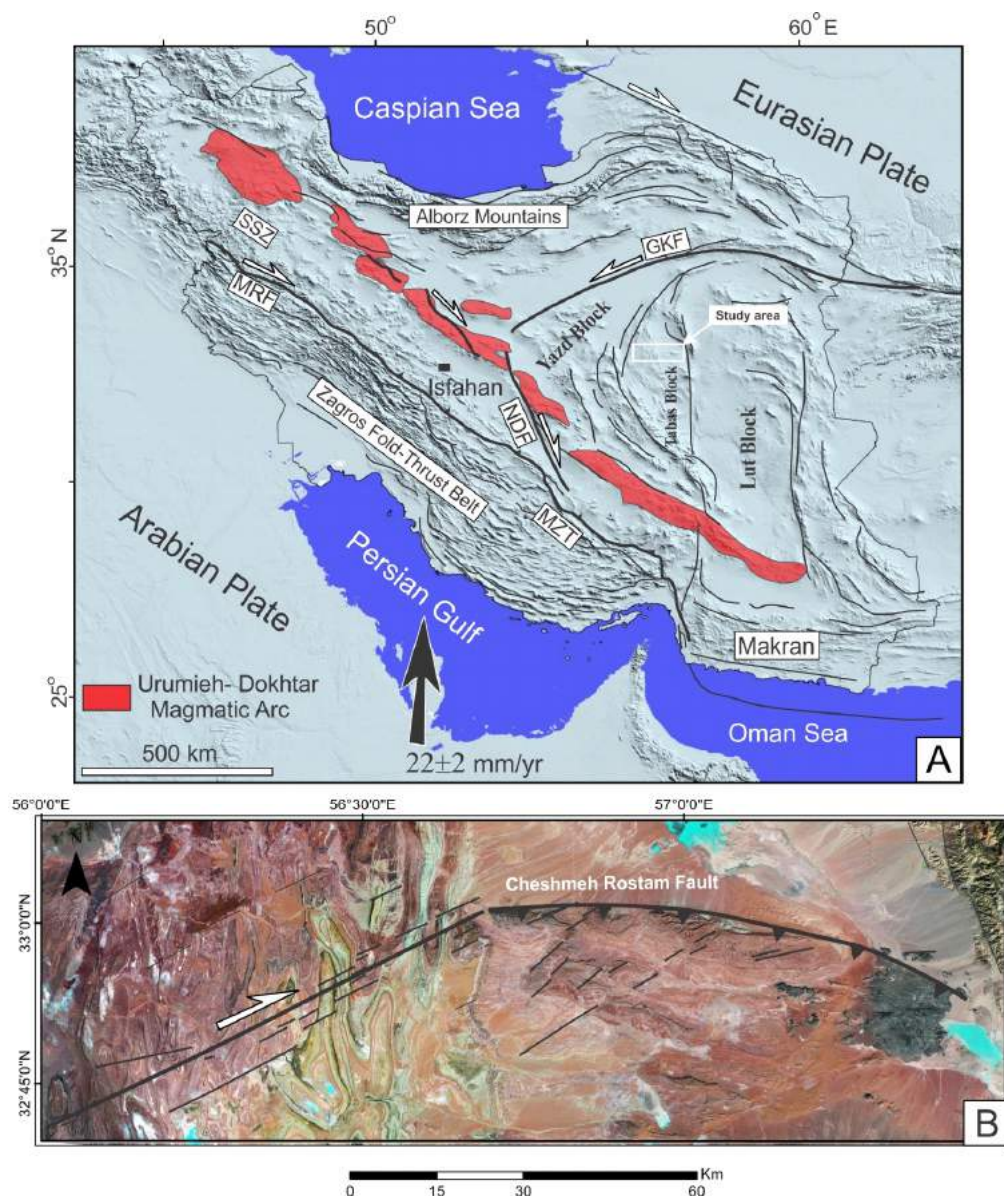


Fig. 1. The Central Iranian Microcontinent

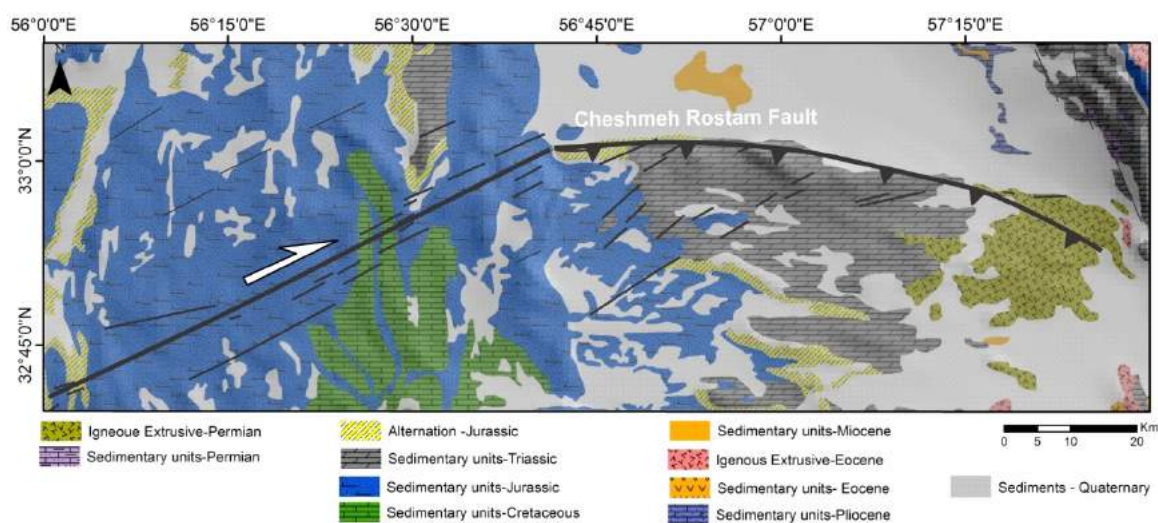


Fig. 2. The geological map of the Central Iranian Microcontinent

Discussion and Methodology. In this study is used open-access Landsat 8 satellite images and aeromagnetic data. Many available Landsat images are already processed to a relatively high level of geometric and terrain accuracy. Landsat 8 reflectance data from the Collection 1 Tier 1 collection represent the highest possible quality imagery. Scenes in the Tier 1 collection are consistently geo-registered, meaning that all images are corrected for displacement using ground control points and digital elevation model data. Within the Tier 1 collection, all images are registered with a root-mean-square error (RMSE) ≤ 12 m. This geometric registration ensures the pixel-to-pixel correspondence necessary for the integration of multi-temporal imagery (Xiong et al., 2016). Data Landsat 8 analysis have carried out through ENVI V5.1 and ArcGIS V10 programs. Filters used on these images are Edge and sunangle. These filters are used to represent surface structures (Fig 3).

The ENE–WSW-trending Cheshmeh Rostam fault is 160 km long and cuts and displaces the Mesozoic sediments along its whole trace (Fig 2). The dextral strike-slip component was recognized in the western part of the fault (Fig 3 D) based on the analysis of fault lineation, interpretation of Landsat satellite images and apply edge and sunangle filters (Fig 3 A,B) and displacement of Mesozoic sedimentary rocks. The E–W-trending the eastern part of the Cheshmeh Rostam fault, has a curved shape. The fault trend changes from 80–90° in the western part to 70° near its eastern termination (Fig 3 C). Reverse dip-slip components were recognized based on analysis of Landsat satellite images and thrusting of the Triassic sedimentary rocks on Quaternary units (Fig 2).

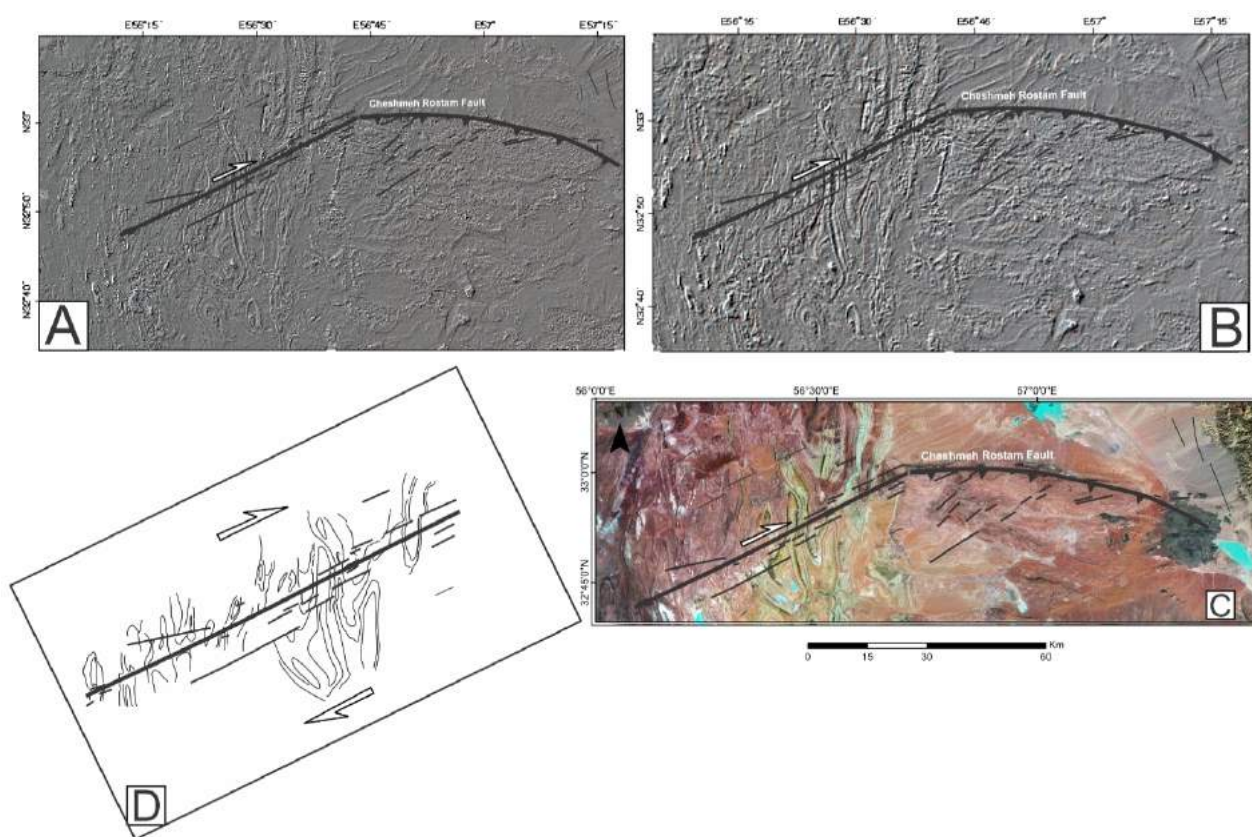


Fig. 3. The Cheshmeh Rostam fault

The aeromagnetic survey data used in this study are from a total field aeromagnetic survey conducted in 1977 by collaboration between Aero Service Company and the Geological Survey of Iran. These data obtained with a flight height of 500–600 m and a nominal flight line spacing of 7500 m, were digitized, plotted and interpolated with grid points using the Geosoft program (Oasis Montaj, Version 6.4.2) to produce a total magnetic intensity (TMI) map. The qualitative interpretation of aeromagnetic survey data can be carried out directly by visual analysis of the map without any

calculations. It reflects principal features of the tectonic structure and composition of the subsurface areas (Grant and West 1965). These data contain evidences for identification of the faults. One important algorithms, which were applied for magnetic field processing are the field reduction and the field filtering. Upward continuation is a way of contrasting of large scale heterogeneities (usually deep) in the survey area Low-frequency components of the magnetic field sources reflect deep structure; high-frequency components – subsurface anomalous objects (Mekonnen, 2004). Filters that used on these images are reduction to the pole (RTP) and upward filters (Fig 4). These filters are used to represent deep structures. In aeromagnetic anomalies reduced to the pole is used inclination and declination angles, 48.5 and 2.7 respectively (Fig 4 A). The Cheshmeh Rostam fault is one of the major basement faults in Central Iran which splits the Tabas block into two parts north and south.

The upward continuation map shows major anomalies in ENE–WSW directions (Fig 4 B). These correspond to a structural complexity determined by faults within the basement that are shown by contact zone with a large magnetic susceptibility difference In the western part and low magnetic susceptibility difference In the eastern part.

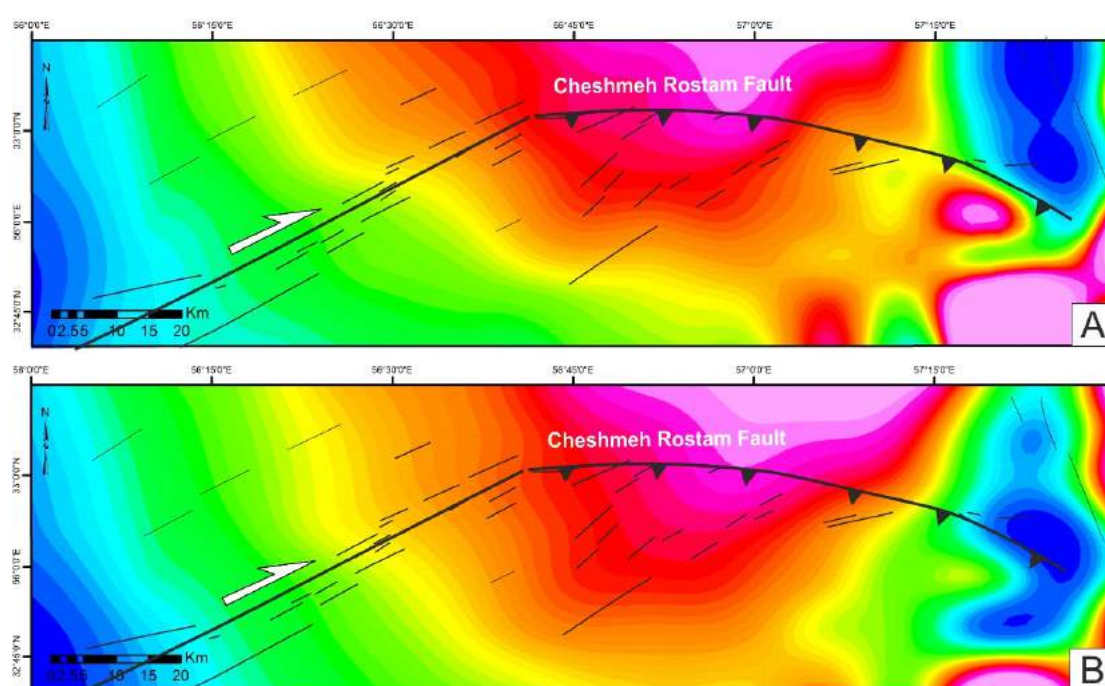


Fig. 4. The aeromagnetic survey data

Conclusion. We can now draw the following conclusion from the above discussion that Cheshmeh Rostam fault include two parts, in the western part it has strike slip right lateral mechanism and in the eastern part it moved as a thrust fault. This fault separate Tabas block to northern and southern parts. According to aeromagnetic analysis this fault continued to the depth and is as a basement fault in this area.

Acknowledgments. Our best regards go to the Office of Graduate Studies of the University of Isfahan, Isfahan, Iran for their supports to provide aeromagnetic and DEM data.

References

1. Aghanabati, A. (2004): Geology of Iran. Geological Survey of Iran Publications. 582 p.
2. Aghanabati A. and Haghipour A., 1975, Geological Quadrangle Map of Tabas, Sheet No. 1: Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:250,000.
3. Cifelli F., Mattei M., Rashid H. and Ghalamghash J., 2013, Right-lateral transpressional tectonics along the boundary between Lut and Tabas blocks (central Iran): Geophysical Journal International, v. 193, p. 1153–1165, doi:10.1093/gji/ggt070.

4. *Gansser A.* (1981): The geodynamic history of the Himalaya, in Gupta, H. K., and Delany, F. M., eds., Zagros, Hindu Kush, Himalaya geo- dynamic evolution, 3: Washington, D.C., American Geophysical Union. P. 111–121.
5. *Grant F.S., West G.F.* (1965): Interpretation Theory in Applied Geophysics, McGraw Hill, New York, 583 p.
6. *Mekonnen T.K.*, 2004. Interpretation and Geodatabase of Dukes using Aeromagnetic data of Zimbabwe and Mozambique. M. Sc. Thesis, International Institute for Geoinformation science and EarthObservation, Enschede, the Netherlands. Retrieved from <http://www.slideserve.com/phila/partners>.
7. *Regard V., Bellier O., Thomas J.C., Bourles D., Bonnet S., Abbassi M.R., Braucher R., Mercier J., Shabanian E., Soleymani S., Feghhi K.* (2005): Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone: role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in southeast Iran. *Geophysical Journal International* 162, 177–203.
8. *Sella G., T.H. Dixon A. Mao* (2002): REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, 107(B4), 2081, doi: 10.1029/2000JB000033.
9. *Stöcklin J. and Nabavi M.H.*, 1969, Geological Map of Boshruyeh: Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:250,000.
10. *Stöcklin J., Eftekhari-Nezhad J. and Hushmand-Zadeh A.*, 1965, Geology of the Shotori Range (Tabas Area, East Iran): Geological Survey of Iran Report 3, 69 p.
11. *Takin M.* (1972): Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235. P. 147–150.
12. *Vernant P., Nilforoushan F., Hatzfeld D., Abbassi M.R., Vigny C., Masson F., Nankali H., Martinod J., Ashtiani A., Bayer R., Tavakoli F., Chery J.* (2004): Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 381–398.
13. *Xiong J., Thenkabail P.S., Tilton J.C., Gumma M.K., Teluguntla P., Oliphant A., Congalton R.G., Yadav K., Gorelick N.* Nominal 30-m cropland extent map of continental Africa by integrating pixel-based and object-based algorithms using Sentinel-2 and Landsat-8 data on Google Earth Engine. *Remote Sens.* 2016, 9, 1065. [Google Scholar] [CrossRef].

Месторождения полезных ископаемых, минерагения

МИНЕРАГЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (КРАТКИЙ СОВРЕМЕННЫЙ ОБЗОР)

Щипцов В.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, shchipts@krc.karelia.ru

Полезные ископаемые, горнодобывающая и металлургическая промышленность имеют большое значение для экономики северных регионов всех четырех стран. Щиты – это главные территории, где сосредоточены большие запасы металлов, поэтому в Канаде, Австралии, ЮАР, скандинавских странах и Финляндии много действующих горных предприятий.

В данной статье содержатся сведения о минерагении и полезных ископаемых Фенноскандии. В основу положены базовые материалы – *Metallic Mineral Deposit Map of the Fennoscandian Shield*, 2013, scale 1:2 000 000 (Metallic..., 2013); *Industrial Mineral Deposit Map of the Fennoscandian Shield*, 2014, scale 1:2 000 000 (Industrial..., 2014); выпуск «*Mineral deposits and metallogeny of Fennoscandia* (Eilu, 2012); Месторождения промышленных минералов Фенноскандинавского щита (проект FODD) (Ахтола и др., 2015).

История. Развитие ранней мировой цивилизации связано с использованием семи металлов – золота (с 6 тысячелетия до н.э.), меди (с 4.2 тысячелетия до н.э.), серебра (с 4 тысячелетия до н.э.), свинца и олова (с 3.5 тысячелетия до н.э.), железа (с 1.5 тысячелетия до н.э.) и ртути (с 750 лет до н.э.).

Наиболее ранние сведения по добыче полезных ископаемых рассматриваемой территории относятся к использованию болотных железных руд, периоду более чем 2000 лет назад (территория современной Норвегии и Швеции); следы подземной добычи руд датируются возрастом 11–12 столетие н.э. Добыча в 16–17 веках активизируется в Норвегии и Швеции. Помимо меди, железа, серебра стали добывать цинк, никель, кобальт. В период примерно с 800 до 1992 гг. на руднике Falun (современная территория Швеции) добывали Cu, Zn, Au, и было добыто 3432 тыс. тонн меди, 456 тыс. тонн цинка и 34 тонны золота. В 1623 году было открыто серебро, что и привело к основанию города Конгсберга в 1624 году. Добыча прекратилась лишь в 1957 году, за все время было добыто около 1350 тонн серебра. На руднике Lokken (современная территория Норвегии) за период 1654–1987 гг. добыли Cu, Zn (запасы 24 млн т руды) 552 тыс. тонн меди и 432 тыс. тонн цинка.

Подземные горные разработки начали осуществляться в 17 веке в Финляндии и 18 веке на Северо-Западе современной России.

В Поморье экономически значимым был промысел мусковита, который зародился не позднее X века и многие годы обеспечивал как внутренний, так и внешний рынок. В 1922 году создается контора Чупинских разработок (Чупгорн). В промышленном масштабе вблизи поселка Чупа-Пристань, на о-ве Олений, Панфилова Варакка добывали микроклин. В 1932 году в Чупинском районе впервые в СССР при разведке пегматитовых жил было применено колонковое бурение.

В 1910 году в Оутокумпу было обнаружено крупное месторождение медной руды, для разработки которого была создана компания Outokumpu. К 1935 году компанией был построен самый большой в мире медеплавильный завод по технологии электроплавки. Горная компания A/S Sydvaranger, основанная немцами и норвежцами в 1906 году, добывала железную руду до 1996 года (Yurki et al., 2016).

В 1929 году на горизонте +560 м месторождения Кукисвумчорр заложена первая в Хибинах буровая скважина. В результате бурения были получены первые образцы богатой апатитовой руды. На расширенном заседании апатито-нефелиновой комиссии, состоявшемся в Апатитовом поселке под председательством А.Е. Ферсмана, были подведены первые итоги подготовки к широкому освоению Хибин.

Оленегорский горный комплекс стал первым заводом на Северо-Западе, где была разработана технология обогащения из низкосортных железных руд в 1950 г. В 1993 году завод был приватизирован и переименован в АО Олкон (Оленегорский ГОК), который стал дочерним предприятием крупнейшего российского МК «Северсталь». Костомукшский ГОК существует 36 лет. Это современное и высокотехнологичное предприятие. В 1999 году ГОК (АО «Карельский окатыш») также стал подразделением МК «Северсталь». В настоящее время эта крупнейшая компания в России по производству железной руды (20 % национального рынка).

В Кеми (Финляндия) производство FeCr началось в 1968 году и нержавеющей стали в 1976 году. Интегрированное производство этих продуктов обеспечивается процессом эффективного использования методов технологий энергосбережения с помощью СО-богатого газа, образующегося при производстве FeCr. Эффект состоит в том, что выбросы на предприятии стали в 50 раз ниже, чем выбросы традиционного производства (Yurki et al., 2016).

Ловозерский горнорудный комплекс владеет двумя шахтами, занимается добычей и переработкой сырья для производства редких и редкоземельных металлов. Это единственный в России производитель тантала и ниобия.

Металлы. Фенноскандианский щит имеет много сходных черт по геологии и минерации с древними щитами Канады, Австралии, Бразилии и Южной Африки. Сам щит расположен в северо-западной части Восточно-Европейского кратона и является самой большой открытой территорией докембрийских пород в Европе.

Что касается металлов, то выделены 48 районов с преобладанием потенциала на черные металлы (Fe, Mn, Ti, V, Cr); 36 – медь, цинк, свинец (Cu, Zn, Pb); 31 – драгоценные металлы (Ag, Au, PGE); 30 – никель и кобальт (Ni, Co); 11 – металлы, используемые в современных передовых технологиях (Li, PGE, REE, Ta, Zr). Металлогения Фенноскандии представлена следующими металлами: Ag, Au, Be, Co, Cr, Cu, Fe, Li, Mn, Mo, Nb, Ni, Pb, Pd, Pt, Rh, REE, Sc, Sn, Ta, Ti, U, V, W, Y, Zn и Zr (Eilu, 2012) – рисунок 1. ЕС производит 3% металлов от всего мирового производства, а потребляет 20–30%. Глобальный рынок является полуоткрытым, запрещается экспорт таких металлов, как платина, палладий, РЗЭ и вольфрам. В ЕС 50% металлов добывается в Швеции и Финляндии (Бойд, 2015).

На Фенноскандианском щите 168 крупных металлогенических областей, в т.ч. 47 в Финляндии, 40 в Норвегии, 40 в России и 41 в Швеции. Известно более 30 основных генетических типов месторождений металлов. Наиболее значимыми типами являются: апатито-железная руда (Kiruna), железорудная формация (Костомукша, Оленегорск), редкие металлы (Кольская провинция), черные сланцы U (Швеция), мафические Ti-Fe-V (Tellnes), мафит-ультрамафиты Cr (Kemi, Бураковский массив), магматические Ni-Cu-PGE (Печенга, Portimo), орогенное золото (Kittilä), порфиоровое Cu-Au (Aitik), вулканогенные сульфидные массивы (Bergslagen, Skellefte, Vihanti-Pyhäsalmi, каледониды), рудные объекты Outokumpu Cu-Co (Outokumpu) и Ni-Zn (Talvivaara) и др. (Eilu, 2012).

Значительная часть известных месторождений металлов связана с периодом свекофеннской активизации 1.9–1.8 Ga. Другие значимые металлогенические события происходили около 2.8 Ga – образование железистых кварцитов; 2.45–1.92 Ga рифтогенез и связанное с ним формирование базит-ультрабазитовых массивов с Cr, PGE и Ni; 2.1 (?)–1.95 Ga – черные сланцы и связанные с офиолитами образования протокры; 930–920 млн лет – свеконорвежский ороген; палеозойский (каледонский) рифтинг – Pb-Zn песчаники, U и магматические месторождения Ni-Cu; 380–360 млн лет – щелочные комплексы с карбонатами (Кольский полуостров и Северная Карелия) (Eilu, 2012).

Норвегия

Выделены 40 крупных металлогенических районов, среди которых 12 являются преимущественно потенциальными на медь, цинк и свинец, 11 на черные металлы (Fe, Ti, V), 9 на никель и кобальт, 5 на серебро и золото и 3 на молибден (Eilu, 2012).

К основным генетическим типам месторождений металлов принадлежат интрузии мафитового состава с рудами Ti-Fe-V – Rogaland анортозитовая провинция (Tellnes), железистые кварциты (Løkken, Folldal, Fosdalen, Røros, Grong, Mofjell, Sulitjelma, Troms) и осадочный тип

Fe (Rana, Sør-Varanger) и Cu (Repparfjord, Nussir). К магматическому месторождению относятся Ni-Cu, Fe-Ti объект (Meinkjær, Ødergård Verk, Bergen-Hosanger, Raudsand, Lofoten), Cu-Au-Ag – провинция Telemark (рудник Åmdal), Cu-Ni – на площади Sulitjelma более 20 месторождений, Cu-Zn – площадь Vaddas-Biktavarre, Au-Cu – палеопротерозойский зеленокаменный пояс Karasjok, Mo порфириты (Nordli) (Eilu, 2012).

Большинство известных месторождений металлов в Норвегии сформированы во время каледонского рифтинга в период 600–390 млн лет. Другие крупные металлогенические события происходили в неоархее 2.9–2.8 Ga (железистые кварциты), палеопротерозое 2.4–1.8 Ga (осадочная Cu, орогенные Au, Cu), свеконорвежский период 1.2–0.9 Ga (интрузии мафитов с Ti-Fe) и в период формирования Осло-Рифт 300–240 млн лет (Mo порфириты) (Eilu, 2012).

Россия

В российской части Фенноскандии 40 крупных металлогенических районов. Из них 14 областей обладают высоким потенциалом преимущественно для черных металлов (Fe, Mn, Ti, V, Cr), 12 – для драгоценных металлов (Au, Pd, Pt), 6 – для никеля, 5 – для металлов в основном используемых в современных передовых технологиях («высокотехнологичные металлы» Li, Nb, REE, Sn, Ta, Zr), но только 3 – для меди, цинка и / или свинца. Выделяется более 20 генетических типов месторождений (Eilu, 2012).

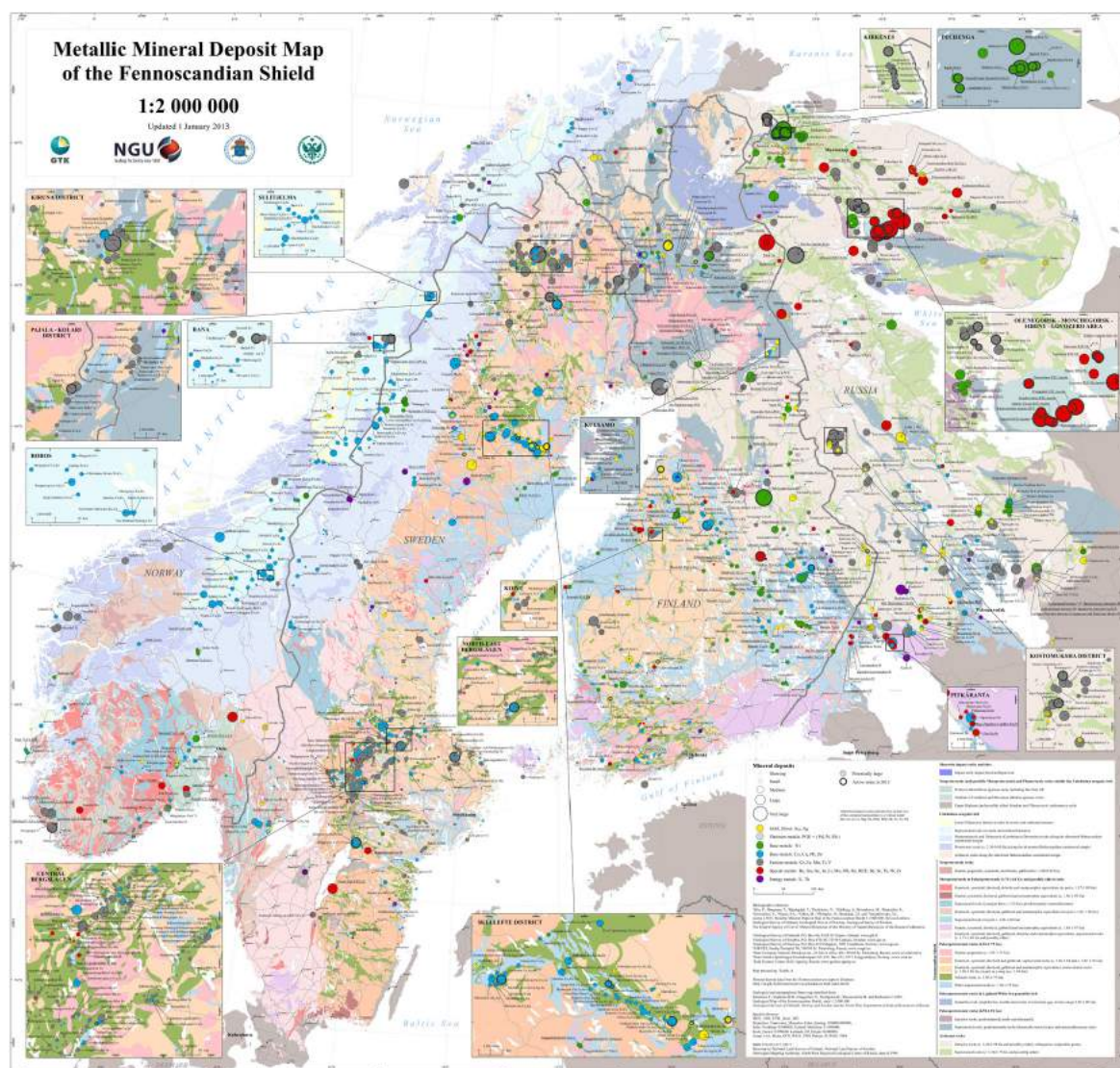


Рис. 1. Карта месторождений металлов Фенноскандинавского щита (Metallic..., 2013)

Fe – Карело-Кольская железорудная провинция магнетитовых кварцитов (Оленегорское, Костомукшское – с 2007 г. начата разработка Корпангского месторождения), Fe-Ti-V магматический тип (Пудожгорское), апатит-магнетитовое с бадделейтом (щелочно-ультраосновной Ковдорский массив). Cu-Ni – интрузии основных и ультраосновных пород; Ждановское месторождение – это шесть взаимосвязанных рудных тел удлиненно-линзообразной (пластообразной) формы, расположенных в приподошвенной части крупного сложнодислоцированного габбро-перидотитового массива. Добыча осуществляется ОАО «Кольская ГМК» (дочерняя компания ОАО «ГМК «Норильский никель»; Мончегорские месторождения). Pt – Федорово-Панский массив (месторождения Малая Пана и Восточная Пана с попутным извлечением Au, Cu, Ni); U-V связаны с альбит-карбонатно-слюдистыми метасоматитами (Средняя Падма с Au); Cr – расслоенные интрузии (Аганозерское и Шалозерское месторождения Бураковского массива, доля 45,5% к запасам в РФ) и дунитовый блок (Сопчеозерское); Cu-Au (Лобаш-1); Mo – штокверковый тип (Лобаш); Zn-Sn – скарновый тип (Кительское месторождение); U – месторождения несогласия (Карку); Au (Майское, Новые Пески, Хюрсюльское); Pt (Викшеозеро); редкие металлы – сподумен-альбитовые пегматитовые жилы (Колмозерское, Полмос) (Пожиленко и др., 2002; Eilu, 2012).

Финляндия

В Финляндии было идентифицировано 43 металлогенических района. Из них 10 областей в основном – это потенциал для черных металлов (Fe, Ti, V, Cr), 11 для драгоценных металлов (Au, Pd, Pt), 11 для никеля, 8 для меди, цинка и / или свинца, 4 для металлов, используемых в передовых технологиях «hightech» – металлы Be, Li, Nb, REE, Ta и 3 для урана (Eilu, 2012).

Многие металлогенические районы имеют потенциал более чем одной крупной группы металлов. Они включают более 30 различных генетических типов месторождений металлов, которые составляют прошлые и текущие ресурсы. Наиболее значимые типы месторождений представляют собой базитовые Ti-Fe-V интрузии (например, Mustavaara), мафит-ультрамафиты Cr (Kemä) (Eilu, 2012).

Fe – западная часть зеленокаменного пояса Иломантси (Huhus), Каянну сланцевый пояс (Pääkö), сланцевый пояс Peräpohja (Misi), Au (Hannukainen), V-Ti-Fe – на площади Otanmäki несколько месторождений магнетит-ильменитовых руд, обогащенных ванадием. Они расположены в палеопротерозойском поясе ортоамфиболит-габбро-анортозитовых интрузий и щелочных гранитоидов вдоль границы между архейскими блоками Пудасярви и Лисалми. Ti-V (Koivusaarenneva); магматический Ni-Cu-PGE (Portimo, Koillismaa); Ni-Co (Hitura); Cu-Co (Peräpohja). Au – Центрально-Лапландский зеленокаменный пояс (Suurikuusikko (Kittilä mine), Kuotka, Pahtavaara, Pahtavuoma); Cr, V, PGE – ультрамфитовая расслоенная интрузия в центральной Лапландии с возрастом 2.45 Ga (Koitelainen); Co-Au – палеопротерозойский сланцевый пояс Kuusamo-Kuolajärvi; Li (Somero, Emmes); U (Koli площадь), юго-восточная часть Лапландского зеленокаменного пояса Kesänkitunturi; Zn-Cu – Vihanti-Pyhäsalmi (главный сульфидный пояс Финляндии). Раахе-Ладога сутура – коллизионная граница между протерозойским и архейским доменами). Очень важными являются также уникальные типы месторождений Outokumpu Cu-Co и Talvivaara Ni-Zn-Cu-Co (Eilu, 2012).

Большая часть изученных месторождений металлов сформирована во время палеопротерозойской эры, многоступенчатого рифтинга Ga 2,45–1,92 и свекофенской орогении 1,9–1,8 Ga. Выявленный запас металлов в архее относительно невысок и связан с Ni в коматитах (Кухмо) и орогенными месторождениями золота (Ilomantsi). В карбонатах Сокли Nb-P3Э минерализация датируется рубежом около 365 млн лет (Eilu, 2012).

Швеция

В Швеции выделены 41 локальные металлогенические области, которые охватывают примерно 22% территории страны. Каждая металлогеническая область характеризуется особым набором важных металлов, определяемых прошлой продукцией и современными ресурсами металлов.

Железная руда рудников в Кируне и Malmberget – это источник жизненной силы всего региона. Цветные металлы (Cu, Zn, Pb, Mo, Ni, Co) являются доминирующими в 15 областях, черные металлы (Fe, Mn, Ti, V, Cr) в 13, энергетические металлы (U) в 6, драгоценные металлы (Au, Ag) в 4 и специальные металлы (W, REE) в 3. Большинство металлогенических областей характеризуются более чем одной группой металлов (Eilu, 2012).

Наиболее важные с точки зрения экономической оценки металлогенические области пересекаются с четырьмя классическими рудными районами Швеции: Северный Норрботтен в самой северной Швеции, район Скеллефте в северо-центральной Швеции, Бергслаган в юго-центральной Швеции и каледониды вдоль границы с Норвегией.

Основные металлы сформировались в эпоху палеопротерозоя. Кирунский тип характеризуется такими месторождениями, как Fe-апатит, порфировые медные и скарновые отложения железа; во временном интервале 2.1–1.86 Ga в Северном Норрботтене, вулканогенные сульфидные и орогенные месторождения золота в районе Скеллефте и Fe-апатитовые руды, скарновые руды железа и вулканогенные сульфидные руды в Бергслагане с возрастом 1,91–1,89 Ga. Осадочные отложения и вулканогенные образования способствовали появлению сульфидных руд в промежутке неопротерозой–ранний палеозой, важные месторождения металлов установлены в каледонидах (Eilu, 2012).

Промышленные минералы. Локализация месторождений промышленных минералов связана с определенными структурами – террейны, зеленокаменные пояса, рифтогенные зоны, отдельные массивы и другие структуры (рисунок 2)

В ГИС-систему «Промышленные минералы Фенноскандинавского щита» включена информация о 35 видах минерального сырья в границах территории. В целом представлены 576 месторождений промышленных минералов, а именно в Норвегии 119 месторождений, Швеции – 225, Финляндии – 119 и России – 115 (Ахтола и др., 2015; Пожиленко и др., 2002; Industrial..., 2013).

Норвегия

Уникальная геология страны с развитыми поясами разнообразных метаморфических пород в аллохтонах каледонид, расположенных над диверсифицированным кристаллическим докембрийским фундаментом включает как следствие месторождения промышленных минералов таких, как оливин (Gusdal Olivine Pit – Норвегия является мировым лидером по добыче оливина), известняк, нефелиновый сиенит. Среди компаний мира нефелиновые сиениты месторождения Stjernoу и весь горно-обогатительный комплекс по добыче и обогащению этих пород занимает доминирующую позицию (North Cape Mineral A/S (Unimin Corp., 84%).

Lassedalen – это сеть флюоритовых жил протяженностью до 1 км при длине 200–250 м, мощность жил до 13 м. По результатам бурения ресурсы оцениваются в 4 млн тонн с содержанием 29% флюорита.

В массиве анортозитового габбро Gudvangen-Mjolfjell, обнаружены крупные месторождения апатита (Kodal, Misværdalen, Lillebukt karbonatitt), графита (в настоящее время к действующему предприятию относится только Aheim (Gusdal bruddet). Тальк добывается на месторождении Altermark, полевой шпат – это месторождения Nedre, Qyvollen, Svanvik, Glamsland.

Несколько десятков месторождений мраморов являются сырьевой базой для производства GCC и PCC – Lillebukt karbonatit, Hole Kalkverk, Hovedbrudd, Bjørntvet, Dalen-Kjørholt, Visnes, Glaærum, Meldalkalk, Tromsdal, Haylo, Hestvika, Akselberg, Øyjorda, Kjølpsvik.

Норвежский кварц обладает высокой чистотой. Он представлен кварцитами, гидротермальным кварцем и пегматитами (Svanvik, Bøleråsen, Mårnes Litangen). Quartzite Nordic Mining ASA объявила, что планирует производить высокочистый гидротермальный кварц на месторождении Nesodden близ Kvinnherad в западной Норвегии, кварциты залегают в интрузиях каледонского орогенического пояса (Bjerkreim-Sogndal) и щелочных интрузиях Осло рифта (Ахтола и др., 2015; Industrial..., 2014; Industrial..., 2013).

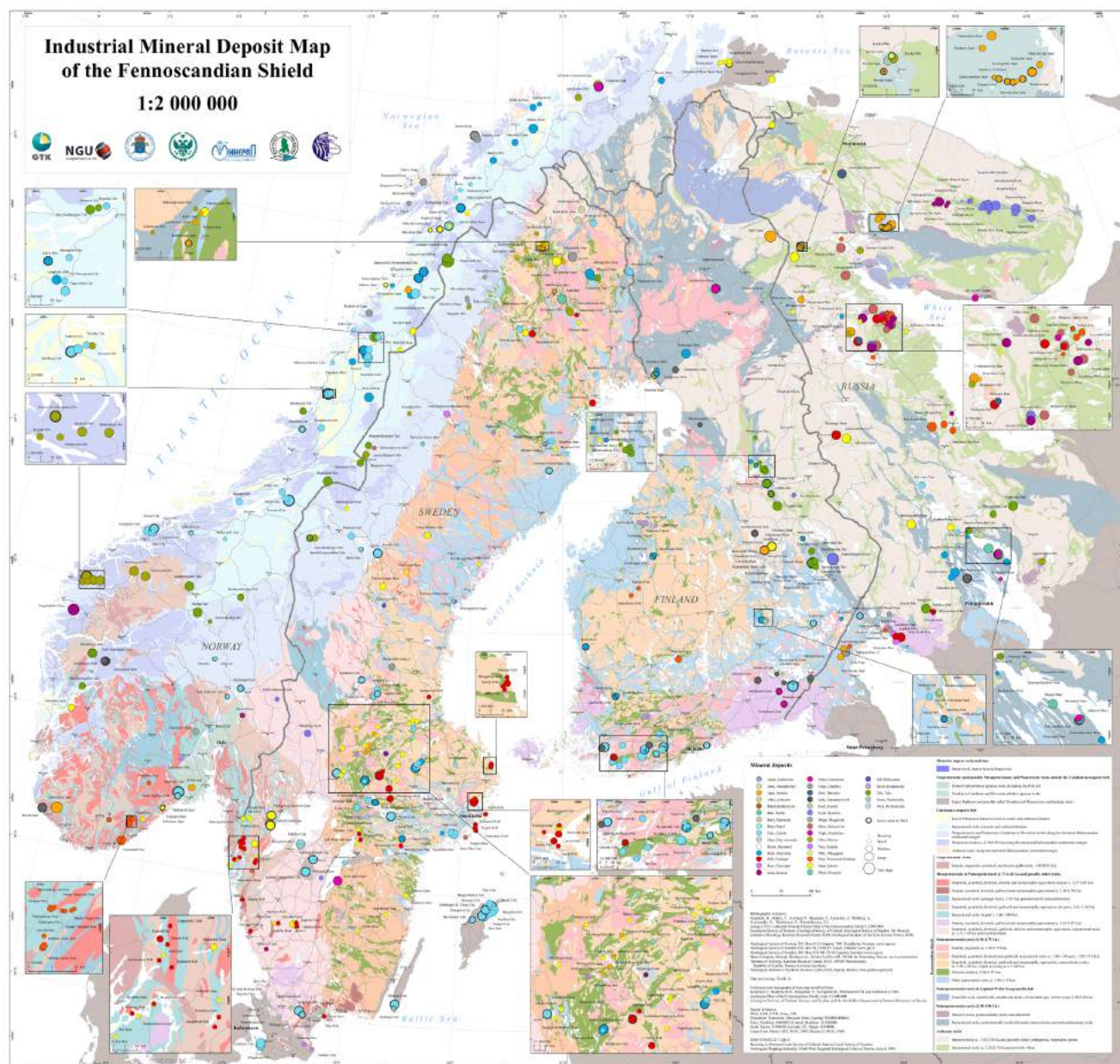


Рис. 2. Карта месторождений промышленных минералов Фенноскандинавского щита (Industrial..., 2014)

Россия

Потенциал промышленных минералов Карело-Кольского региона огромен. Геолого-промышленный тип магматогенных месторождений апатитовых руд эндогенной серии является важнейшим. Основная доля запасов и ресурсов апатитовых руд связана с палеозойскими УЩК, и, прежде всего, с Хибинским массивом. Хибинская группа апатит-нефелиновых месторождений включает 15 месторождений и проявлений, сгруппированных в трех участках (рудных полях), некоторые из которых эксплуатируются более 85 лет. Все месторождения расположены в пределах ийолит-уртитовой дуги, при этом наиболее крупные запасы сосредоточены в южной ее части. В настоящее время АО «Апатит» эксплуатирует Кукисвумчорр и Юкспорр (Объединенный Кировский рудник), Апатитовый Цирк, Плато Расвумчорр (+ Ийолитовый Отрог), Коашва и Ньоркпахк и ведутся подготовительные горно-капитальные работы на месторождении Восточный Расвумчорр. АО «Северо-западная фосфорная компания» (СЗФК) эксплуатирует месторождение Олений Ручей и готовит к эксплуатации месторождение Партомчорр.

Вторым по значимости промышленным типом являются комплексные апатит-магнетитовые с редкими металлами руды в фосфоритах и карбонатитах Ковдорского УЩК палеозойской формации. В настоящее время эксплуатируется единственное Ковдорское бадделейт-apatит-магнетитовое месторождение, и еще несколько объектов находятся в резерве.

В Карело-Кольском регионе сосредоточено 99.4% балансовых запасов высокоглиноземистого сырья РФ, в том числе 83% – в восточной части Мурманской области в пределах Кейвской структурной зоны, где оценены и частично разведаны 23 месторождения кианитовых и 2 силлиманитовых руд. Наиболее крупные месторождения – это Тавурта, Тяпыш-Манюк, Безымянное, Червурта, Новая Шуурурта, Шуурурта, а также Хизоваарское кианитовое поле (Южная Линза, Северная Линза, Восточная линза, Фукситовый участок). Разведанные запасы кианита в Кейвах в 1.5 раза превышают мировые, а прогнозные ресурсы составляют около 2 млрд т.

На Кольском полуострове представляют интерес месторождения крупночешуйчатого графита – гора Скалистая и Пестпакша. В Ладожской складчатой структуре наиболее перспективным, с точки зрения организации промышленного освоения, представляется Ихальское рудное поле, в состав которого входит Ихальское месторождение и девять проявлений легкообогащаемых графитовых руд метаморфогенного типа.

В пределах северной части Онежской структуры выделено Зажогинское рудное поле площадью более 600 км², которое объединяет несколько десятков месторождений и проявлений высокоуглеродистых шунгитовых пород людиковийской системы палеопротерозоя, в т.ч. два действующих месторождения – Максовское и Зажогинское.

К другим перспективным относятся алмазы в кимберлитовых трубках (Ермаковское поле на Терском берегу), политипное кварцевое сырье. Была выделена новая Карело-Кольская кварценовая провинция (Перчатка, Меломайс, Фенькина Лампи, Рухнаволок и др.). Помимо мусковитовых пегматитов, проявления маложелезистых мусковитовых кварцитов – новый тип чистых промышленных минералов (Межозерное месторождение). Крупнейшие в мире месторождения флогопита и вермикулита (Ковдорский массив), традиционные керамические пегматиты (Куру-Ваара, Уракка и др.) и нетрадиционные (сиениты, анортозиты, кварцевые порфиры и др.), месторождения полево-гошпатового сырья, месторождения высококремнистых кварцитов (Метчагьярви, Рижгубское и др.), РЗЭ (Аллуайв, Ковдор, Сахарйок и др.) месторождения гранатовых руд (Макзапахк, Высота-181 и др.), месторождения оливинов (Лесная варака, Ковдор), барита (Салланлатва) и др. (Ахтола и др., 2015; Пожиленко и др., 2002; Щипцов и др., 2017; Industrial..., 2014; Industrial..., 2013).

Финляндия

На территории Финляндии расположены 33 действующих горных предприятия по разработке месторождений кальцитовых мраморов (южная Финляндия) для использования в производстве цемента и бумаги, наполнителей и др. (Huupiamaki, Ihalainen, Parainen, Tytyri, Kalkikiranta, Mustio). Доломитовые мраморы используются в сельском хозяйстве (Punola, Otamo, Vesterbacka, Matkusjoki, Reetinniemi, Matara, Ankele). Палеопротерозойский тальк разрабатывается на протяжении более двух десятилетий в восточной Финляндии. Страна является крупнейшим производителем талька в Европе. Тальковые концентраты используются в целлюлозно-бумажной промышленности (Horsmanaho-Pehmytkivi, Lahnaslampi/Punasuo, Mietlahti-Pitkapera, Uutela, к перспективным объектам также относятся Jormuu, Jormuu, Alanen, Lipasvaara, Vasarakangas, Sola, Kivikangas, Hurunsalmi, Verikallio, Savonranta (Ахтола и др., 2015; Industrial..., 2013).

Финляндия принадлежит к главному производителю волластонита, который добывается попутно при разработке кристаллического известняка на месторождении Ihalainen в Лаппенранте. Шесть месторождений разрабатываются для камнелитейного производства. Добыча апатита осуществляется на крупнейшем действующем предприятии на месторождении Siilinjarvi, рядом находится фабрика по производству минеральных удобрений. Кварц разных сортов получают из чистых кварцитов, в основном, месторождения Kinahmi на обогатительной фабрике Nilsia. На юге организована разработка полевого шпата (Salpa/Kurkoberget). Имеются перспективные площади на алмазы и несколько каолиновых месторождений района Виртасалми (юго-восточная

Финляндия. В резерве находятся месторождения лития на западе и юге Финляндии, а также крупное месторождение Sokli в Лапландии (Industrial..., 2014; Industrial..., 2013).

Швеция

Большинство месторождений промышленных минералов представлены палеозойскими известняками, позднепротерозойскими кристаллическими карбонатными породами. Около 20 месторождений относятся к действующим (Gåsgruvan, Albrunna, Bro Dacker, Karleby/Uddagården, Ullstorp, Brunflo, Ignaberga, Kallholen и другие). Кварц и полевой шпат из нескольких сот небольших месторождений по всей территории страны. Месторождения талька, оливина и магнетита ассоциируются с ультрабазитами в зоне каледонского тектонического покрова. Разрабатывается месторождение Handol. Планируется к освоению флюорита Storuman Storuman (Sweden): ресурсы флюорита составляют 27.8 млн тонн при среднем содержании 10.21%. Имеется несколько небольших по размерам месторождений графита, но экономическое значение имеют проявления Nunasvaara в районе Кируна и в центральной Швеции. Апатит присутствует в значительном количестве в апатит-магнетитовых рудах на территориях Бергслеген и Норрботтен, но его извлечение низкое (Gruvberget, Leveäniemi, Kirunvaara, Malmberget (Ахтола и др., 2015; Industrial..., 2014; Industrial..., 2013)).

Выводы. Изученные и оцененные объекты металлов и промышленных минералов должны соотноситься с категорией доступности (свойство системы «общество – минеральные ресурсы»), характеризующую возможность их эффективного и безопасного использования в зависимости от состояния ресурсов, потребности в них и достигнутого технологического уровня. Важное значение принадлежит комплексным инновационным разработкам, повышающих уровень продуктивности и экологической безопасности и инвестиционной привлекательности металлов и промышленных минералов.

Трансграничное сотрудничество в области минерагении способствует сближению Норвегии, России, Финляндии, Швеции и может рассматриваться как один из основополагающих факторов по совместным исследовательским проектам в области региональных минеральных ресурсов, активного промышленного развития и связанных с ним экологических проблем. Здесь есть привлекательность и соответствие как европейским, так и российским ожиданиям, что является составной частью общей стратегии социально-экономического развития.

Список литературы

1. Ахтола Т. Месторождения промышленных минералов Фенноскандинавского щита (проект FODD) / Ахтола Т., Гаутнеб Х., Халберг А., Филиппов Н.Б., Щипцов В.В., Войтеховский Ю.Л. // Промышленные минералы: проблемы прогноза, поиски, оценки и инновационные технологии освоения месторождений: материалы Международной научно-практической конференции. – Казань: ЗАО «Издательский дом «Казанская недвижимость», 2015. С. 3–6, яз. англ.
2. Бойд Р. Потенциал ресурсов критических минералов Европейского Союза // Промышленные минералы: проблемы прогноза, поиски, оценки и инновационные технологии освоения месторождений: материалы Международной научно-практической конференции. – Казань: ЗАО «Издательский дом «Казанская недвижимость», 2015. С. 7–9, яз. англ.
3. Пожиленко В.И. Геология рудных районов Мурманской области / Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. – Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.
4. Щипцов В.В. Оценка месторождений промышленных минералов Карело-Кольского региона на современном этапе / Щипцов В.В., Войтеховский Ю.Л., Жиров Д.В., Нерадовский Ю.Н. // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления: мат. Всеросс. научн. конф. с межд. участием. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2017. С. 246–247.
5. Eilu P. (ed) Mineral deposits and metallogeny of Fennoscandia // Geological Survey of Finland. Special Paper 53.2012. 401 p.
6. Industrial Mineral Deposit Map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. 2014.
7. Industrial minerals deposits map of the Fennoscandian shield / Gautneb H., Ahtola T., Bergman T., Gonzales J., Halberg A., Litvinenko V., Shchiptsov V., Voytechovsky Y. // Mineral deposit research for a high-tech. Proceedings, vol. 4. Uppsala, 2013. Pp 1763–1769.
8. Metallic Mineral Deposit Map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. 2013.
9. Mining and metallurgical industry / Yurki Y., Ivanova L., Burtsev I., Drivenes T., Isaeva T., Shchiptsov V. // Encyclopedia of the Barents region / – Oslo: Pax, v.1, 2016. Pp 488–495.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОРДУБАДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА МИСХАНО-ЗАНГЕЗУРСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Аббасов Н.А., Рустамова Р.Е., Гусейнова А.Н.

Бакинский Государственный Университет, russina2012@yahoo.com

Ордубадский рудный район занимает крайне юго-западную часть Мисхано-Зангезурской, структурно-формационной зоны, которая по числу известных медно и молибден-порфировых месторождений резко выделяется среди других зон Малого Кавказа. В ее пределах известны такие месторождения, как Каджаран, Агарак, Дастакерт, Джиндара (Армения), Парагачай, Ди-ахчай, Мисдаг, Гейгель, Гекгюндур, Агюрт, Шелала, Гейдаг (Азербайджан) и др. (Аббасов, 1988; Аббасов, Исмаилова, 2000; Бабазаде, 1990).

Глубинное строение Ордубадского рудного район находится в пределах Кафанского локального максимума гравитационного поля Малокавказского регионального минимума, интерпретируемого как гравитационное поле влияния поднятия кристаллического фундамента (Никольский и др., 1975).

Породы кристаллического фундамента данного максимума в основном представлены палеозойскими метаморфизованными и уплотненными осадочными и магматическими образованиями с плотностью не менее 2,67.

Глубина залегания фундамента, как показывают геофизические расчеты, составляет 3–4 км (Никольский и др., 1975).

В геологическом строении региона участвует сложный комплекс вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований от верхнего мела с перерывами до антропогена включительно (рис. 1.).

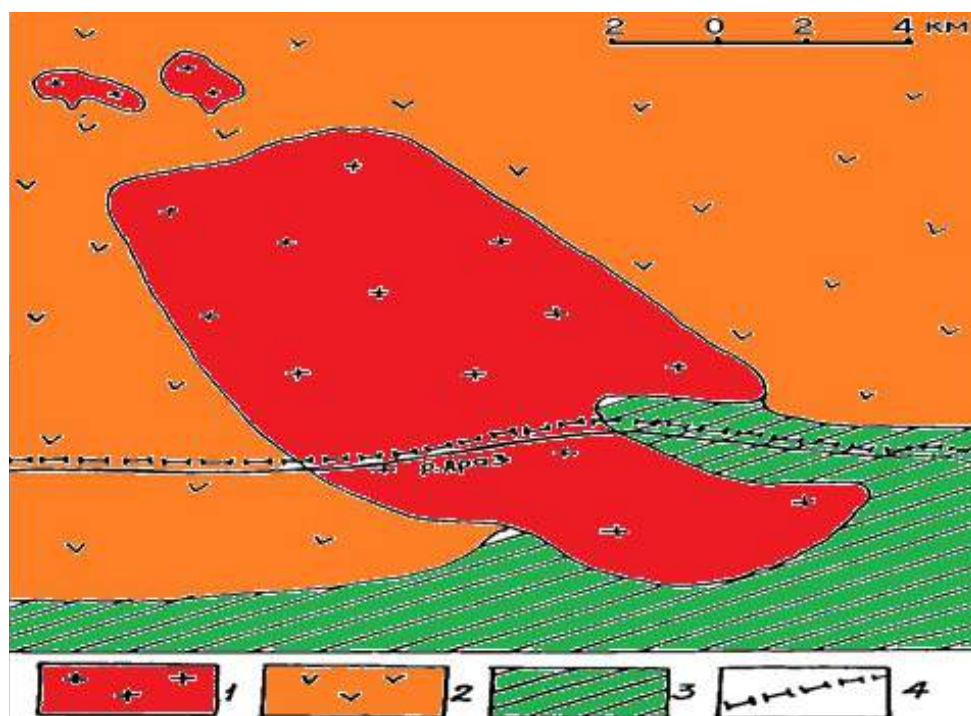


Рис. 1. Мегри-Ордубадский массив и его сателлиты

- 1 – Третичные плутонические породы; 2 – Третичные и мезозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 3 – Метаморфические породы кембрия и докембрия;
4 – Граница Азербайджанской Республики и Ирана по реке Аракс

Отложения верхнемелового возраста, представленные сеноман-коньяксантонскими и кампан-маастрихтским ярусами, литологически выражены известняками, аргиллитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Наибольшим распространением в районе пользуются отложения палеогенового периода, представленные нижне-эоценовой вулканогенной толщей, сложенной порфиритами, их туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками, вулканогенно-осадочной и туфагломератовой толщами среднего эоцена, соответственно выраженными различными порфиритами, туфопесчаниками, алевролитами, глинами, известняками и туфоконгломератами, которые слагают антиклинальные и синклинали складки северо-западного направления. Среди них выделяется Кетам-Нагаджирская, Карангуч-Башкендская, Байахмед-Карагушская, Айридаг-Лякатыгская антиклинальные и Бист-Казанчинская, Нургут-Кейниская, Арафсинская синклинали складки. Большинство структур характеризуются асимметричным строением. Некоторые из них, в частности, Карангуч-Башкендская антиклиналь и Бист-Казанчинская синклиналь особенно сильно осложнены внедрением Мегри-Ордубадского плутона и местами полностью уничтожены.

Немаловажное значение в структуре Ордубадской геосинклинали принадлежит дизъюнктивным нарушениям. Здесь довольно четко выделяются три системы разрывных нарушений: субмеридионального, северо-западного и субширотного направлений.

Первые из них по своей природе отвечают скрытым сквозным линеаментам, секущим структурно-формационные зоны, и представляют собой фрагменты Ордубад-Далидаг-Кедабекской линеаментной зоны (Бабазаде, 1990). Разрывы северо-западного направления, отличающиеся более широким распространением, расположены параллельно относительно осевым линиям складчатых структур. Эти разрывы фиксируются повсеместно, однако, наибольшее распространение они получили в Байахмед-Карангушской антиклинальной складке.

В структуре рудного района немаловажное значение имеют также разрывные нарушения субширотного направления, наиболее широко проявленные в северной части рудного района, особенно в пределах Гейгельского, Гейдагского медно-порфировых и Агдаринского полиметаллического месторождения, хотя этим структурам рудного района до сегодняшнего дня не обращено должное внимание. Большинство из них морфологически отвечает сбросо-сдвигам и играет определенную роль в контроле и локализации эндогенного оруденения.

В размещении медно- и молибден-порфировых месторождений района, как показывают результаты детальных структурных исследований, наибольшая роль принадлежит субмеридиональным сквозным структурам, фрагментам Кедабек-Далидагской (Аббасов, Исмаилова, 2000) линеаментной зоны на этой территории. Подобные структуры в пределах Ордубадского рудного района представлены несколькими параллельно расположенными разломами, наличие которых придают рудному району блоковое строение. Наиболее приподнятой является крайне восточный блок, которому приурочен Мегри-Ордубадский массив и связанные с ним месторождения и проявления эндогенных руд. В размещении и локализации эндогенного оруденения особенно благоприятными являются узлы пересечения субмеридиональных структур с разломами северо-западного и субширотного направлений.

В тоже время необходимо отметить, что Кедабек-Далидагская линеаментная зона, заложенная в докембрийское время, сохранила свою активность в течении продолжительного времени, о чем свидетельствуют не только меридиональные направления простираения ее, но и размещение вдоль этой структуры разновозрастных многофазных и дифференцированных интрузивных массивов, центров палеовулканогенной и широкого спектра эндогенных рудных месторождений. Отсюда становится ясным, насколько велика роль субмеридиональных сквозных структур в размещении месторождений медно- и молибден-порфировой формации Мисхано-Зангезурской зоны. Особенно интересна структурная позиция Главного Ордубадского и Дебаклинского разломов глубокого заложения, и Парагачайского поперечного разлома. Вдоль первого с юга-востока на северо-запад располагаются Агаракское, Бугакаярское, Фахлидаринское, Диахчайское, Гекюндурское, Мисдагское, Агюртское и Урумысское месторож-

дения и рудопроявления. Разлом прослеживается с юго-востока на северо-запад на расстоянии более чем 100 км. Он проходит по контракту адамеллитового и граносиенитового интрузивов Мегри-Ордубадского массива (Аббасов, 1988; Бабазаде, 1990).

На дневной поверхности разлом фиксируется зоной интенсивно раздробленных, перемятых, осветленных пород мощностью от нескольких десятков метров до 100–150 м. Медно-молибденовое оруденение в разломной зоне развито крайне неравномерно и, как правило, приурочено к оперяющим разрывным структурам и зонам трещиноватости северо-западного и северо-восточного простираний. В частности, структурное положение рудных зон Мисдагского месторождения определяется приуроченностью их к разрывным нарушениям и зонам трещиноватости северо-западного направления. На Диахчайском месторождении штокверковая зона приурочена к

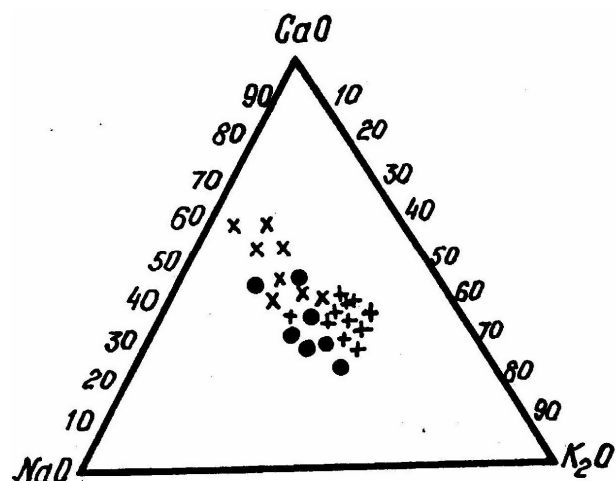


Рис. 2. Диаграмма соотношения $\text{CaO}:\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ граносиенитового интрузива.

- x – Порфириновые граносиениты
- – Кварцевые сиенит-диориты
- + – Гранодиориты, гранодиорит-порфиры

кварцевым сиенит-диоритам, контактирующим с юга, с измененными габбро-диоритами и адамеллитами. Рудовмещающей структурой здесь являются зоны трещиноватости северо-западного простирания. Главное рудное тело Саркидагского месторождения также контролируется опирающимся на главный Ордубадский разлом разрывом северо-западного простирания, причем вдоль разрыва прожилковое оруденение ориентировано по северо-западному, и в удалении от него северо-восточному направлению.

Шелалинская штокверковая зона приурочена к флексурному изгибу, ось которого ориентирована на северо-восток. В осевой части этой структуры обнажается тоналитовый массив, расположенный в промежутке между дайкообразными адамеллитами и дайками гранодиорит-порфирами. Эти магматические образования вытянуты в северо-восточном направлении, а рудовмещающие трещины в них

ориентированы в северо-западном, т. е. перпендикулярны простиранию гранодиорит-порфиров. На Яшыллыгском участке благоприятной структурой является контактовая полоса порфириновых кварцевых-сиенит-диоритов с гранодиорит-порфировым массивом, простирающимся в близширотном направлении от р. Шелаласу до Диахчайского субмеридионального разлома. От последнего отделяется зона разрывных нарушений с интенсивной рудной минерализацией. От Диахчайского и Варданисчайского разломов оперяются непротяженные, боковые скалы и отрывы, охваченные медно-молибденовой минерализацией.

Исходя из вышеприведенных данных, лишний раз можно убедиться в том, что факторами контроля порфирового оруденения является сочетание гранодиорит-порфиров с гидротермально-переработанными умеренно-кислыми интрузивами (монциты, тоналиты, кварцевые сиенит-диориты и др.) и рудоконтролирующими структурами. В локализации медно-молибденового оруденения большая роль отводится также Парагачайскому поперечному разлому, вдоль которого породы примяты, разрыхлены и гидротермально переработаны с образованием обширной полосы вторичных кварцитов и здесь рудовмещающими структурами являются разрывы, оперяющие данный разлом и секущие породы краевых фаций граносиенитового интрузива. С юга-запада на северо-восток вдоль Парагачайского поперечного разлома размещено эксплуатируемое Парагачайское месторождение и ряд рудопоявлений (Ширинсуинское, Капуджихское, Мунундаринское).

Анализ вышеприведенных данных позволяет отметить, что наиболее благоприятными в систематизации структурных форм медно- и молибден порфириновых месторождений Мисхано-Зангезурской зоны являются следующие факторы; фактором контролирующим размещение

медно- и молибден порфировых месторождений во времени и в пространстве являются рудогенерирующие порфировые и рудовмещающие фанеритовые интрузивы и их эффузивные аналоги в сочетании с разрывными структурами. Результаты исследований по изучению региональных и локальных закономерностей размещения месторождений Ордубадского рудного района позволяют рекомендовать: а) постановку детальных поисков по всей линии рудоконтролирующих региональных разломов с применением геохимических методов крупномасштабной съемки, сосредоточив работы на площадях между штокверковыми телами рудного поля; б) проведение поисково-оценочных работ межжилных площадей Парагачайского и Агюрт-Мисдагского рудных полей с целью выявления вкрапленно-прожилковых медно- и молибден-порфировых оруденений, структурно сочетающихся с жильным типом; в) исследование экзо- и эндоконтактовых ореолов гранодиорит-порфировых и граносиенитовых интрузивов для отыскания проявлений меди, молибдена, свинца, цинка, кобальта, вольфрама, золота и других металлов; г) продолжить предварительную разведку Гейгельского штокверкового медно-порфирового месторождения на глубину и во флангах; д) вести крупномасштабную съемку в узлах пересечения главных рудоконтролирующих структур с поперечными разломами, часто имеющими значительные амплитуды, крутые углы падения и способствующими блоковому смещению штокверковых залежей. В этих случаях буровыми работами отыскать опущенные части рудных блоков и тем самым более рационально направить геологоразведочные работы.

Список литературы

1. Аббасов Н.А. Закономерности размещения медно-молибдено-порфирового оруденения в северо-западной части Ордубадского рудного района. «Взаимосвязь науки и практики». Тез. науч. конф., Баку, 1988, с. 41.
2. Аббасов Н.А., Исмаилова А.М. Условия локализации медно-молибденового оруденения Ордубадского рудного района. Матер. III Респ. науч. конф. «Полезные ископаемые Азербайджана, прогнозирование перспективных участков и новые методы исследований». Баку, изд. БГУ, 2000, с. 68.
3. Бабазаде В.М., Махмудов А.И., Рамазанов В.Г. Медно- и молибден порфировые месторождения. Баку, Азернашир, 1990, с. 376.
4. Никольский Ю.И. и др. Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизм и металлогения Кавказа. Ленинград, Недра, 1975, с. 36.
5. Sillitoe R.H., 1993, Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implications, Mineral deposit modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40, p. 465–478.

МОДЕЛЬ ПРОМЫШЛЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ РУД ЮГА МАЛОГО КАВКАЗА

Аббасов Н.А., Рустамова Р.Е., Гусейнова А.Н.

Бакинский Государственный Университет, russina2012@yahoo.com

В Ордубадском рудном районе оруденение сосредоточено в западной экзо- и эндоконтактной полосе Мегри-Ордубадского полифазного и полифациального гранитоидного массива и его сателлитами, приуроченного к крупному внутриколлизийному поднятию. При этом медно- и молибден-порфировые месторождения и сопутствующие им другие типы руд пространственно связаны с рудоносными гранодиорит-порфировыми фазами интрузий, располагаясь в их апикальных частях. С северо-запада к юго-востоку в Ордубадском рудном районе выделяются следующие рудные месторождения медно- и молибден-порфировых руд: Гей-Гельское, Гейдагское, Парагачайское, Мунундаринское, Капуджихское, Дяхчайское, Шелалинское, Яшыллыгское (таб. 1). Наиболее изученным из них и представляющим большой практический интерес, несомненно, является Парагачайское. Интерес к этому месторождению повышается еще и тем, что, будучи типичной жильной своей морфологией, оно на относительно глубоких горизонтах представлено также штокверковыми порфировыми рудными телами.

Таблица 1. Сопоставительный анализ промышленно-генетических типов месторождений медно-и молибден-порфировых формаций Малого Кавказа. Составлено по данным В.М. Бабазаде, В.Г. Рамазанова и А.А. Масимова

Стадии геотектонического развития геосинклинали	Положение в геологических структурах	Рудные формации	Генетическая (парагенетическая) связь с магматическими формациями	Главные и (второстепенные) минералы	Фации околорудных метасоматитов	Характерные месторождения и проявления
Орогенция	Мисханозангезурская зона	Медно- и молибден-порфировая	Гранитоидная формация пестрого состава. Специфичен длительный эволюционный гомодромный ряд последовательно возникающих интрузивных пород от основных к кислым. Связь с гранит-порфирами и ранитоидами калиевой серии	Пирит, халькопирит, молибденит (борнит, галенит, сфалерит, магнетит)	Биотит-калишпатовая, кварц-серицитовая	Каджаран, Агарак, Дастакерт, Джиндара и др. (Армения), Гей-Гельское, Мисдагское, Дихахчайское, Яшыллыгское, Далидагская гр. (Азербайджан)
		Золото-содержащие медно-молибденовые	Связь с граносиенитами и гранодиорит-порфирами малыми и жильными интрузиями калиевой серии	Пирит, халькопирит, молибденит, золото (магнетит, галенит, борнит, сфалерит, ковелин)	Кварц-серицитовая	Парагачай, Гейдаг Мунундара, Агюрт, Шелале (Азербайджан)
Поздне-геосинклинальная	Лок-Агдамская зона	Медно-порфировая	Габбро-диорит-гранодиорит-плагитогранитовая формация. Связь с гранодиоритовыми комплексами натриевой серии	Пирит, халькопирит (молибденит, галенит, сфалерит, борнит)	Кварц-серицитовая	Хархар, Карадаг, Маариф, Масхит, Беюк Калачи, Кошкардагская гр., Мехманинская гр. (Азербайджан), Техут, Ишкахох (Армения), Мамули-Сопели, Ивановское (Грузия)

Гейгёльское медно-порфировое месторождение приурочено к участку сопряжения субширотного (270–285°) и северо-западного разломов глубокого заложения. Месторождение сложено порфировидными меланократовыми грано-сиенитами Саккарсуинского интрузива, а также дайками диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров субширотного простираения. Оруденение контролируется дайками гранодиорит-порфиров и находится в раздробленных породах. Ширина орудененных зон составляет 50–100 м при длине 600–1200 м. Вертикальный размах оруденения составляет более 500 м.

Парагачайское рудное поле, представленное жильным молибденовым и штокверковым молибден-порфировым типами руд, расположено на участке пересечения северо-восточного субмеридионального и северо-западного разломов. Штокверковое молибден-порфировое оруденение развито вдоль рудоконтролирующего Парагачайского разлома среди порфировидных диоритов и кварцевых диоритов при ширине 100–150 м и длине 700–800 м. Причем наибольшее содержание молибдена соответствует приразломной зоне, представленной биотит-калишпатовыми метасоматитами, по мере удаления от которой количество содержания меди увеличивает-

ся. Однако главный ее минерал – халькопирит – тяготеет к кварц-серицитовым метасоматитам. Таким образом, в пространственном распределении оруденения проявляется не только ярко выраженная зональность различных типов руд, но и их парагенетическая связь с определенными зонами метасоматической колонки. Глубина формирования месторождения, установленная по методу палеотектонических реконструкций, составляет около 1,5–1,7 км. Главные рудные минералы (пирит, халькопирит и молибденит) встречаются в виде вкрапленников и прожилково-вкрапленников. Содержание в порфириновых рудах меди от 0,005 до 1,5%, молибдена 0,001–0,01%. Заслуживает внимания повышенное содержание рения в рудах, носителем которого является молибденит, а также в некоторых случаях селена, теллура и висмута. Установление порфирирового типа оруденения в Парагачайском месторождении значительно увеличивает его перспективу, как объекта, имеющего большое промышленное значение. Развитие порфирирового оруденения в типичном жильном месторождении не является случаем исключительным. В Каджаранском медно-молибден-порфириновом месторождении известно более десяти самостоятельных рудных жил. В Парагачайском рудном поле, будучи тесно сопряженным в пространстве с молибденовым жильным и молибден-порфириновым оруденением несколько позднее формируются золотоносные кварц-полиметаллические жилы (С-В простираия), представляющие самостоятельный практический интерес.

Парагачайское месторождение по геолого-тектонической позиции, условиям формирования и локализации руд проявляет много общего с Каджаранским (Арм. ССР) и Кальмакырским (Узб.ССР) месторождениями (Аббасов и др., 2000; Бабазаде и др., 1986; Геология..., 1971). Эта общность прежде всего проявляется в 1. Орогенном тектоническом режиме; 2. Генетической связи оруденения с порфириновыми фазами монцонитовых интрузий; 3. Проявлении промышленной рудной минерализации в идентичных зонах метасоматических колонок – биотит-калишпатовой, кварц-серицитовой и т.д.; 4. Выдержанной пространственной зональностью оруденения по отношению к рудоконтролирующим разломам – Парагачайскому (Парагачай), Дебаклинскому (Каджаран) и Алмалыкскому (Кальмакыр) и вертикальной зональности (снизу вверх): от более обогащенных молибденитом руд с примесью вольфрама, нередко с участием вольфрамита к более медным; 5. Штокверковой форме рудных тел; 6. Устойчивом минеральном составе главных рудных, нерудных и второстепенных минералов (пирит, халькопирит, молибденит, кварц, магнетит, гематит, блеклые руды, вольфрамит, галенит, сфалерит, барит и т.д.); 7. Высоком содержании в рудах рения, селена, теллура висмута и золота (Аббасов, 2011). Мисдагское месторождение медно-порфириновых руд сложено монцонитами, диорит-сиенитами, порфириновидными граносиенитами и гранодиорит-порфирами. Интенсивная минерализация наблюдается в зоне при ширине 500 м и длине 1,0–1,2 км. Вертикальный размах оруденения более 400м. Рудное тело имеет удлиненно-штокообразную форму. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит и молибденит, которые встречаются в виде мелко-, густо-вкрапленников, редко- и густо-прожилково-вкрапленников. Среднее содержание Си – 0,65%, Мо-0,019%. Породы, особенно ранних интрузивных фаз Мегри-Ордубадского массива, размещенные вдоль Ордубадского разлома, интенсивно раздроблены и подверглись метасоматическому замещению (грейзенизация, окварцевание, серицитизация, хлоритизация, альбитизация и т.д.). Интенсивная метасоматическая переработка проявляется в узлах пересечения разнонаправленных зон трещиноватости и контактовых зонах разновозрастных интрузивов. Такие узлы являются наиболее благоприятными для локализации в штокверках медно-порфириновых руд. Рудные штокверки характеризуются различными параметрами. Протяженность их от 50 до 1000 м, при мощности от 3 до 275 м. Главными минералами руд являются халькопирит, пирит и молибденит. Оруденение выражено прожилково-вкрапленным и вкрапленным типами. Содержание меди изменяется в пределах 0,1–1,93%, молибдена 0,001–0,02%. Установлено также наличие золота, серебра, рения, теллура селена и др.

Приведенные выше материалы позволяют придти к следующим выводам. По своей геотектонической позиции, связи с магматическими формациями и другим особенностям среди медно- и молибден-порфириновых месторождений резко выделяются два типа: а) месторождения, сформиро-

ванные на завершающих стадиях геосинклинального этапа развития, и б) месторождения, связанные с орогенным этапом и развития. Наряду с чертами различия медно- и молибден-порфировые месторождения характеризуются рядом общих особенностей. Эти особенности следующие:

- положение медно- и молибден-порфировых месторождений контролируется общекавказскими глубинными разломами и долгоживущими сквозными меридиональными зонами, отражающими древний структурный план фундамента. Узлы пересечения разноориентированных разломов, в свою очередь, явились благоприятными для размещения интрузий габбро-диорит-плагиогранитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формаций, а также вулканогенных и субвулканогенных образований контрастной базальт-липаритовой и базальт-андезитдацитовой формаций, образующие вулcano-плутонические ассоциации;

- рудные тела локализуются в апикальных частях порфировых интрузий. Эти участки, отличающиеся обильной трещиноватостью, интенсивной гидротермально-метасоматической переработкой пород по обе стороны от контакта, явились сосредоточием эндогенной промышленной минерализации меди, молибдена и других полезных компонентов. В пространственном распределении оруденения по отношению к рудоконтролирующим разломным структурам проявляется зональность различных типов руд, парагенетически указывающиеся с определенными зонами метасоматической колонки. От центра к периферии штокверковых рудных тел молибденовая минерализация сменяется медно-молибденовой и далее – медной. Аналогичная картина отмечается и по вертикали снизу вверх по падению рудного тела. Главные рудные минералы пирит, халькопирит и молибденит; менее развиты борнит, блеклые руды, магнетит, гематит, вольфрамит, галенит и сфалерит. Жильные минералы – кварц, калиевый полевой шпат, серицит, мусковит, карбонаты и т.д. Оруденение вкрапленное, прожилково-вкрапленное, на относительно глубоких горизонтах существенно прожилковое.

Медно-порфировые месторождения пространственно сопряжены с промышленной минерализацией других генетических типов, особенно колчеданной, менее – полиметаллической и кварц-сульфидной. На медно- и молибден-порфировые руды нередко накладывается более поздняя сульфидная минерализация; последняя концентрируясь, на некотором удалении образует и собственные месторождения иных морфологических типов. Таким образом, отмечается и металлогеническая зональность в размещении рудных месторождений. Наши исследования зональности этого месторождения позволили получить новые данные, которые изложены в предыдущей работе (Бабазаде и др., 1986). Район месторождения расположен на юге Малого Кавказа в северной части провинции Восточный Азербайджан, в металлогеническом отношении он приурочен к вулcano-плутоническому поясу Иранский Карадаг, который является продолжением Мисхано-Зангезурской металлогенической зоны Азербайджана (Аббасов, 2011; Бабазаде и др., 1986). Медно-порфировое оруденение приурочено к биотитовым гранит-гранодиоритам и гранодиорит-порфирам. Характерными чертами тектоники рудных полей Мисхано-Зангезура, являются наличие сети разломов близширотного и меридионального направлений и зон тектонических нарушений, связанных с внедрением Мегри-Ордубадского батолита, разломы широтного направления отмечаются в субвулканических массивах, в основном контролирующих зоны гипергенных изменений. Основными рудными минералами медно-порфировых месторождениях Мисхано-Зангезура являются пирит, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, к второстепенным относятся ковеллин, халькозин, борнит. Золото-меднопорфировое оруденение северо-восточной части Малого Кавказа проявилось в обстановке активной континентальной окраины, которые формировались также поздне триасовые и раннемеловые вулканы. Вулcano-плутонические комплексы активных окраин характерны для большинства районов медно-порфирового и золотосодержащего медно-порфирового оруденения Малого Кавказа (Ордубад, Далидаг). Золотосодержащие месторождения медно-порфирового типа пространственно и генетически связаны с порфировыми, гранодиорит-порфировыми интрузиями (Аббасов и др., 2000; Бабазаде и др., 1986), при этом их промышленная ценность определяется не только повышенными со-

держаниями меди и молибдена, а также в ряде случаев золота и серебра. Золото-меднопорфировые месторождения нередко ассоциируются с серой, золотосеребряных эпитеpmальных и полиметаллических месторождений. Они сменяют друг друга по вертикали и, по мнению многих авторов, связаны единой генетической системой.

Список литературы

1. Аббасов Н.А. Структурные факторы формирования коллизионных месторождений медно-порфировых руд в северо-восточной части Малого Кавказа. Всероссийской конференции, «Граниты и процессы рудообразования» посвященной памяти академика В.И. Коваленко, М., 2011 г. <http://www.igem.ru>
2. Аббасов Н.А. и др. Условия локализации медно-молибденового оруденения Ордубадского рудного района. Матер. III Респ. науч. конф. «Полезные ископаемые Азербайджана, прогнозирование перспективных участков и новые методы исследований». Баку, изд. БГУ, 2000, с. 68.
3. Бабазаде В.М., Рамазанов В.Г., Масимов А.А., Аббасов Н.А. и др. Условия формирования и закономерности размещения формации медно-порфировых руд Малого Кавказа (азербайджанская часть). В сб. «Магматические и рудные формации Азербайджана». Баку, Изд. АГУ, 1986, с. 22–27.
4. Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1971, с. 23–31.
5. Кривцов А.И. Типы районов медно-порфирового оруденения и геологические основы их прогнозирования. Труды ЦНИГРИ, 1978, вып. 134, с. 3–21.

АССОЦИАЦИЯ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В БАЗИТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА

Борисенко Е.С.¹, Тележкин А.А.¹, Еременко Е.Г.², Кунаккузин Е.Л.¹

¹ГИ КНЦ РАН, elena.s.borisenko@gmail.com

²СПбГУ

Массив Мончетундра располагается на северо-востоке Фенноскандинавского щита, в центральной части Кольского региона и относится к базит-гипербазитовым интрузиям Кольского пояса Восточно-Скандинавской базитовой обширной изверженной провинции (Митрофанов и др., 2013), с которыми связаны Cu-Ni-Cr и ЭПГ месторождения и рудопрооявления.

Нижняя часть разреза массива, которая изучена, главным образом, по данным скважин, включает ультраосновную и ритмично-расслоенную зоны. Наиболее типичными породами являются нориты и ортопироксениты, также встречаются оливиниты, гарцбургиты и габбронориты (Расслоенные интрузии..., 2004; Люлько, 2009; Нерович и др., 2009). В результате поисково-съёмочных работ геологических организаций Мурманской области в восточной части массива на границе с Мончегорским плутоном (участок Лойпишнун) была локализована зона проявления сульфидной и платинометалльной минерализации (Pt+Pd=4.27 г/т), которая приурочена к крупнозернистым плагиопироксенитам и меланоритам (Назимова, Райан, 2009).

Верхняя часть разреза представлена на дневной поверхности и сложена породами основного состава – массивными лейкагабброноритами и габбро, пегматоидными габброидами, лейкогроктолитами и трахитоидными габброноритами. В целом наиболее характерной для данной зоны является оксидная и бедная сульфидная минерализация. Не смотря на это, геохимическое опробование центральной и северо-западной частей массива Мончетундра выявило локальные аномалии благородных элементов (Нерович и др., 2009). Минераграфические исследования трахитоидных габброноритов из района оз. Сейдъявр (западный фланг) установили достаточно разнообразную ассоциацию минералов благородных металлов: брэггит, висоцкит, стиллуотерит, мончеит, самородное золото, электрум и минералы ряда меренскиит-мелонит. Однако в базитах юго-восточной части массива ранее проведенными поисковыми работами проявлений ЭПГ обнаружено не было (Назимова, Райан, 2009).

Для изучения благороднометалльной минерализации в базитах юго-восточной части массива Мончетундра из обнажений были отобраны образцы для геохимического опробования. Относительно более высокие концентрации элементов платиновой группы (до 1.2 г/т) были выявлены в массивных лейкократовых габброноритах, залегающих над горизонтом трахитоидных габброноритов.

Минералы благородных металлов изучались в полированных и комбинированных шлифах. Химический состав минеральных фаз из-за малых размеров был определен на сканирующих электронных микроскопах Hitachi TM-3000 с приставкой энергодисперсионного микроанализатора OXFORD (РЦ СПбГУ «Геомодель», Санкт-Петербург) и LEO-1450, оборудованном энергодисперсионным анализатором Quantax 200 (ГИ КНЦ РАН, Апатиты).

Минералы платиновых металлов образуют в основном самостоятельные мелкие зерна в пороодообразующих силикатах и на их контактах.

Одним из самых распространенных минералов является **котульскит**, который встречается в виде мельчайших пластинок и зерен округлой и неправильной формы. Размер зерен 1,0–19 мкм. Химический состав (мас.%): Pd 37.96–44.89, Te 35.38–55.97, Bi 2.95–26.67.

Также распространен **меренскиит**, образующий более крупные зерна размером до 40 мкм. Форма зерен изометричная или неправильная. Химический состав (мас.%): Pd 20.18–42.49, Pt 0–4.48, Te 36.74–57.70, Bi 12.72–38.16. Отмечается примесь Fe 0.22–1.55. Меренскиит встречается в виде включений в силикатных минералах (в амфиболе и на границе с плагиоклазом) в ассоциации с пиритом и халькопиритом.

Мончеит представлен мелкими идиоморфными кристаллами размером до 6,5 мкм. Химический состав (мас.%): Pt 37.12–38.09, Te 49.29–60.49, Bi 0–10.78. Также отмечаются примеси Rh 1.84–2.39.

Сперрилит образует индивиды размером до 37 мкм с проявленными кристаллографическими гранями. Находится между зернами плагиоклаза в ассоциации с халькопиритом и пиритом. Химический состав (мас.%): Pt 55.37–55.89, As 44.11–44.63.

Арсенопалладинит отмечается в виде включения в амфиболе на границе с плагиоклазом. Образует мельчайший кристалл, размером 4 мкм. Химический состав (мас.%): Pd 74.16, As 9.45 Sb 10.68; содержит примеси Rh 0.85, Fe 0.46 и Te 4.41. Находится в ассоциации с пиритом и пиритом.

Также отмечаются **сплавы Au и Ag** в виде выделений неправильной формы (1–5 мкм). Состав сплава меняется от высокопробного золота до золота с существенной примесью серебра. Химический состав (мас.%): Ag 9.55–28.44, Au 71.56–90.45.

В результате проведенных исследований базитовых пород юго-восточного фланга массива Мончетундра, считавшихся ранее бесперспективными на обнаружение благородной минерализации, были установлены минералы платиновой группы: котульскит, меренскиит, мончеит, арсенопалладинит, сперрилит. Висмутотеллуриды и арсениды Pt и Pd широко распространены в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (участок Лойпишнюн), а также в рудных телах массивов Вуручайвенч и Южная Сопча (южное обрамление Мончегорского плутона), однако оруденение локализовано в породах другого состава – пироксенитах, норитах и перидотитах (Гроховская и др., 2009).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов №18-35-00152, №18-05-70082.

Список литературы

1. Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Мохов А.В. Ассоциации и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений, 2009, т. 51, № 6, с. 520–539.
2. Люлько М.С. Геологическое строение участка Лойпишнюн Мончетундровского массива // Труды VI все-российской Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд-во ООО «K&M». 2009. С. 180–184.
3. Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Корчагин А. У., Грошев Н. Ю., Малич К. Н., Жиров Д. В., Митрофанов А. Ф. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции pt-pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55, № 5, с. 357–373.

4. Назимова Ю.В., Райан Г.Дж. Геологоразведочные работы на платиноиды компании «Евразия Майнинг» на Кольском полуострове // Сборник материалов проекта Интерраг-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2009. – 79–88 с.

5. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э., Серов П.А. Мончегундровский массив: геология, петрография, геохронология, геохимия, ЭПГ минерализация (новые данные) // Сборник материалов проекта Интерраг-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2009. – 97–112 с.

6. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение / Ред. Митрофанов Ф.П., В.Ф. Смолькин. Ч. 1. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2004. 177 с.

МИНЕРАЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КАЛИЙНЫХ ПОРОД ЯКШИНСКОГО УЧАСТКА

Вафина М.С.

ФГУП ЦНИИгеолнеруд, Казань, technology-geolnerud@yandex.ru

Якшинское месторождение калийных и калийно-магниевого солей расположено в юго-западной части Верхнепечорского соленосного бассейна. Соленосная толща Верхнепечорского бассейна в районе изучаемого Якшинского участка имеет пластовое строение. В ее разрезе выделяются три литологических зоны: толща подстилающей каменной соли, толща калийных и калийно-магниевого солей и толща покровной каменной соли (Иванов, Воронова, 1968). На Якшинской площади сильвинитовый тип разреза развит на востоке, северо-востоке площади, в западной части развит карналлитовый (преобладающий), фациально заменяющийся сильвинитом. Породы, слагающие соленосную зону Якшинского участка, представлены каменной солью, карналлитами, сильвинитами и галопелитами.

На данном этапе были изучены технологические свойства сильвинитовых пород. Для чего не достаточно знать только вещественный состав породы, необходимо знать показатели ее технологических особенностей. Минералого-технологические исследования проводились по двум технологическим пробам скв. 21. Для прогнозирования флотационного способа обогащения был определен ряд показателей, а именно: текстурно-структурные характеристики, степень раскрытия полезного и вредного компонентов породы при дроблении ее в процессе рудоподготовки; концентрация галопелитового материала по фракциям крупности.

Сильвинитовые породы на данном участке представлены тремя разновидностями: «пестрый» пятнистый сильвинит, полосчатый сильвинит и красный сильвинит. Для «пестрых» сильвинитов характерна петельчато- и ячеисто-каркасная текстура, средне- крупнозернистая структура (1–10 мм), неоднородная пятнистая окраска (рис. 1). Красящее вещество распределяется в виде буровато-красных каемок по периферии зерен. Центр зерен может быть прозрачным, но чаще представлен молочно-белой разновидностью сильвина. Галопелитовый материал в пластах пятнистых сильвинитов составляет значительную примесь. Это

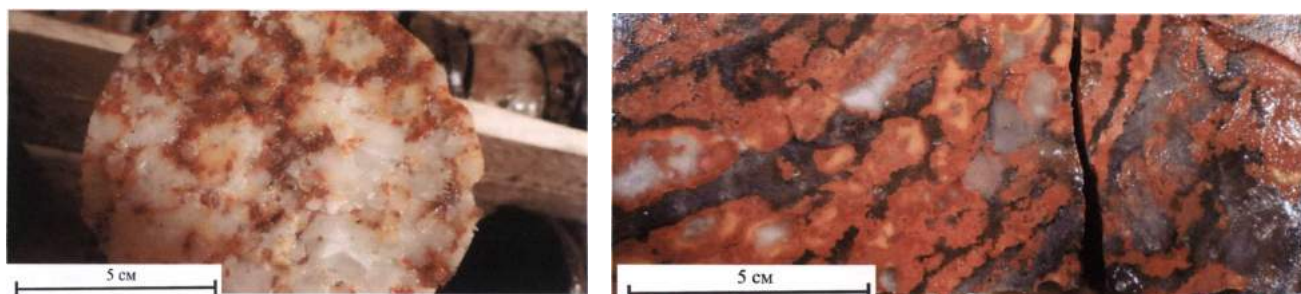


Рис. 1. Крупнозернистая структура и ячеисто-каркасная текстура пестрого сильвинита

обуславливает в данных сильвинитовых породах повышенное содержание нерастворимого остатка, в среднем по площади 8,0%, при колебании его по отдельным участкам и продуктивным пластам от 3,04% до 13,17%.

Сильвинит полосчатый получил название за счет горизонтальной или косой (10–45°) полосчатой текстуры породы, обусловленной неравномерным чередованием слоев мощностью от долей мм до 1–2 см (редко 4–5 см) сильвинитов, галита и редких тонких (0.1–0.5 мм) слоев галопелитов (рис. 2). Сильвин имеет белую, молочно-белую, ярко-красную, кирпичную окраску, представлен в виде зерен неправильной формы от мелкой до крупной размерности.



Рис. 2. Сильвинит слоистый с элементами плейчатости

Красные сильвиниты получили название за счет наличия в них красноокрашенного сильвина. Они имеют тонкослоистую текстуру за счет чередования слоев галита (0.5–4 см), сильвина (0.2–10 см) и галопелита, обычно мелкозернистые (рис. 3). Сильвин представлен зернами сургучно-красного, вишневого, ало-красного и розового цвета изометричными или вытянутыми размером 0.5–5 мм. Порода состоит нацело из мелкоигльчатых, ориентированных по наложению зерен и их сростков с галитом и пластинчато-шестоватых зерен красного цвета в виде линзовидных агрегатов. Красные сильвиниты неравномерно развиты преимущественно в нижней части продуктивной толщи.



Рис. 3. Тонкослоистая текстура и мелкозернистая структура красного сильвинита

Сильвинитовые породы, сложенные из чередования слоев мелкозернистых сильвинитов с каменной солью всегда содержат в подошве слоев каменной соли прослойки галопелитового материала (Яржемская, 1954). Они по сравнению с пестрыми разновидностями занимают нижнее положение в горизонте калийно-магниевых солей и составляют нижние пласты калийно-магниевого толща (8, 7, 6, 5 пласты).

Пятнистые сильвиниты приурочены к пластам, сложенным на одних участках карналлитовой породой, на других сильвинитами и приурочены к верхним пластам (4, 3, 2, 1 пласты), что возможно обусловлено замещением пятнистыми сильвинитами карналлитовых пластов.

Для изучения минералого-технологических свойств и для выбора метода обогащения, все сильвинитовые разновидности были объединены в технологические пробы по скважинам.

Вышеописанные текстурно-структурные признаки сильвинитов, предопределили оптимальную размерность для изучения раскрываемости дробленных частиц. Они были изучены в классах крупности $(-2,5+1,6)$ и $(-1,6+0,9)$ мм. Изучение фракции $-2,5+1,6$ мм пробы 21Т-1 показало, что чистых частиц сильвина составляет 19,50%, а во фракции $-1,6+0,9$ составляет 30,50% (табл. 1) Во фракции $-2,5+1,6$ мм сростков сильвина и галопелита составляет – 8,8% , сростков сильвина и галита – 21,0% (рис. 4). В крупности $-1,6+0,9$ сростки сильвина и галита составляют 13,60%, сильвина и галопелита – 8,30% (рис. 5). В пробе 21Т-2 показало, что чистых частиц сильвина в крупности $-2,5+1,6$ мм составляет – 28,50%, а во фракции $-1,6+0,9$ составляет 33,30% (табл. 2). Содержание галопелитового материала составляет 39,40% в крупности $-2,5+1,6$ мм. Сростки галопелита и сильвина составляют 7,60%, а во фракции $-1,6+0,9$ мм – 5%.

Таблица 1. Расчет степени раскрытия сильвинитов пробы 21Т-1

№ проб	Выход фракции в % Состав породы	Фракция, мм				Средневзвешенное по пробе в %
		-2,5+1,6		-1,6+0,9		
		44,80		55,20		
21Т-1	Галит	7,30*	3,27**	21,10*	11,64**	14,91
	Сильвин	19,50	8,74	30,50	16,84	25,58
	Сростки С+Г	21,0	9,41	13,60	7,51	16,92
	Содержание С в сростках	10,60	4,75	6,90	3,81	8,56
	Сростки Г _п +Г	3,40	1,52	1,90	1,05	2,57
	Содержание Г в сростках	0,90	0,40	0,10	0,05	0,45
	Сростки Г _п +С	8,80	3,94	8,30	4,58	8,52
	Содержание С в сростках	3,40	1,52	4,20	2,32	3,84
	Галопелит	40,0	17,92	24,60	13,58	31,50
	Всего Сильвина	33,50	15,01	41,60	22,96	37,97
	Всего Галита	18,60	8,33	27,90	15,39	23,72
	Степень раскрытия Сильвина	58,20	26,07	73,30	40,46	66,53
	Степень раскрытия Галита	39,20	17,56	75,60	41,73	59,29

* Выход на 100 %, ** Выход в пересчете на фракцию. С – Сильвин, Г – Галит, Г_п – Галопелит

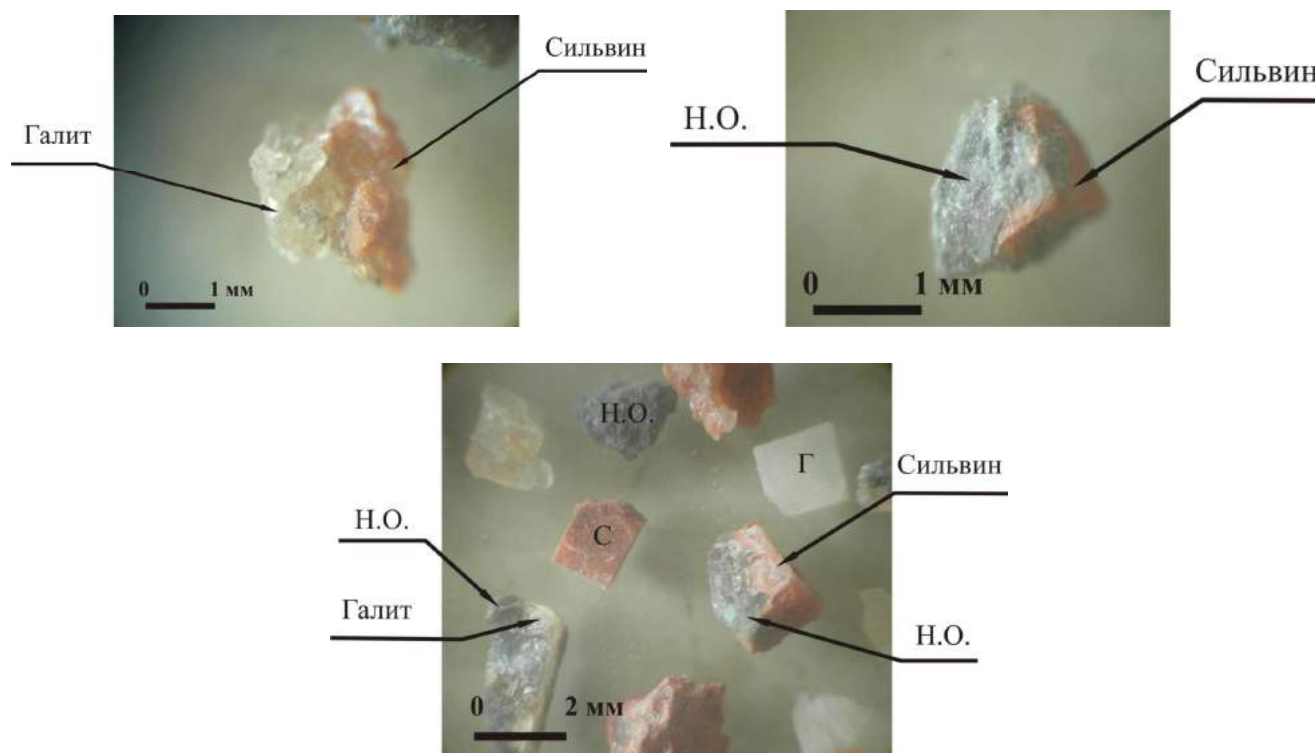


Рис. 4. Степень раскрытия сильвинитов пробы 21Т-1 фракции $-2,5+1,6$ мм

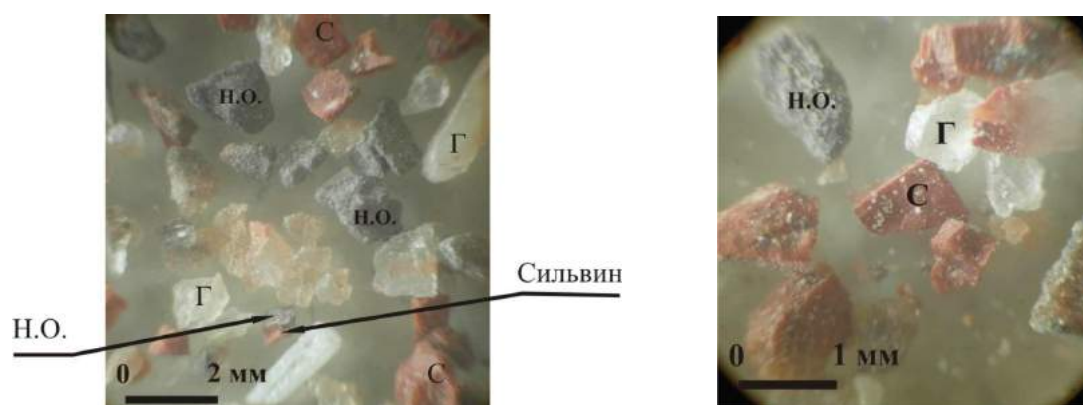
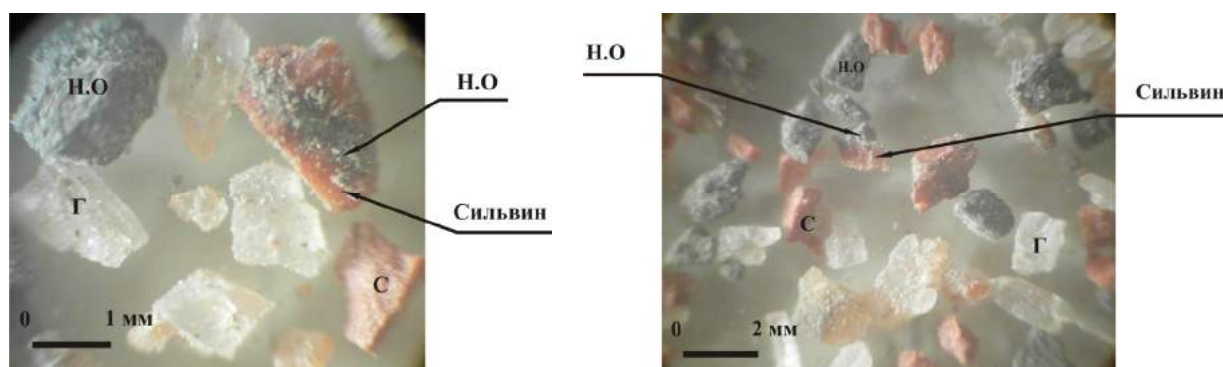


Рис. 5. Степень раскрытия сильвинитов пробы 21Т-1 фракции $-1,6+0,9$ мм

Таблица 2. Расчет степени раскрытия сильвинитов пробы 21Т-2

№ проб	Выход фракции в % Состав породы	Фракция, мм				Средневзвешенное по пробе в %
		-2,5+1,6		-1,6+0,9		
		42,40		57,60		
21Т-2	Галит	11,70*	4,96**	20,10*	11,58**	16,54
	Сильвин	28,50	12,08	33,30	19,18	31,26
	Сростки С+Г	9,20	3,90	6,10	3,51	7,41
	Содержание С в сростках	4,80	2,04	2,50	1,44	3,48
	Сростки Г _{II} +Г	3,60	1,53	2,30	1,33	2,86
	Содержание Г в сростках	1,50	0,64	1,0	0,58	1,22
	Сростки Г _{II} +С	7,60	3,22	5,0	2,88	6,10
	Содержание С в сростках	2,60	1,10	1,90	1,09	2,19
	Галопелит	39,40	16,71	33,20	19,12	35,83
	Всего Сильвина	35,90	15,22	37,70	21,71	36,93
	Всего Галита	17,60	7,46	24,70	14,23	21,69
	Степень раскрытия Сильвина	79,38	33,66	88,33	50,88	84,54
Степень раскрытия Галита	66,48	28,19	81,38	46,87	75,06	

* Выход на 100 %, ** Выход в пересчете на фракцию. С – Сильвин, Г – Галит, Г_{II} – Галопелит



Ри. 6. Степень раскрытия сильвинитов пробы 21Т-2 фракции $-1,6+0,9$ мм

Наибольшее раскрытие сильвинитовой составляющей происходит во фракции $(-1,6+0,9)$ мм. Поэтому для флотационных испытаний были взяты образцы данной крупности.

Список литературы

1. Иванов А.А., Воронова М.Л. Геология Верхнепечорского соленосного бассейна и его калиеносность. Сборник. Геология соляных и калийных месторождений. Труды ВСЕГЕИ. Ленинград. Нов. сер. Т. 161. 1968. С. 3–79.
2. Яржемская, Е.А. Вещественный состав галопелитов / Е.А. Яржемская // Тр. ВНИИГ. – 1954, Вып. 29. – С. 260–314.

СВЯЗЬ УРАНОВОГО И ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКИМ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕМ НА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТОНОДСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ефремова У.С.¹, Макарьев Л.Б.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, ylfre_95@rambler.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ)

Введение. Северное Забайкалье является одной из горнорудных территорий Российской Федерации с определившейся золотоносностью и высоким потенциалом обнаружения промышленных месторождений урана, редких металлов, олова, вольфрама и других видов минерального сырья. На севере Байкало-Патомского нагорья, в границах Тонодского поднятия, выделяется Тонодский рудный район, металлогенический потенциал которого, в частности, определяют выявленные урановые и олово-вольфрамовые месторождения и рудопроявления, сосредоточенные преимущественно в западной части района.

Геологическое строение Тонодского поднятия. Тонодское поднятие (рис. 1) представляет собой выступ дорифейского фундамента в составе Байкало-Патомской краевой системы на границе плиты Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой области. В геологическом строении выделяются два структурных этажа.

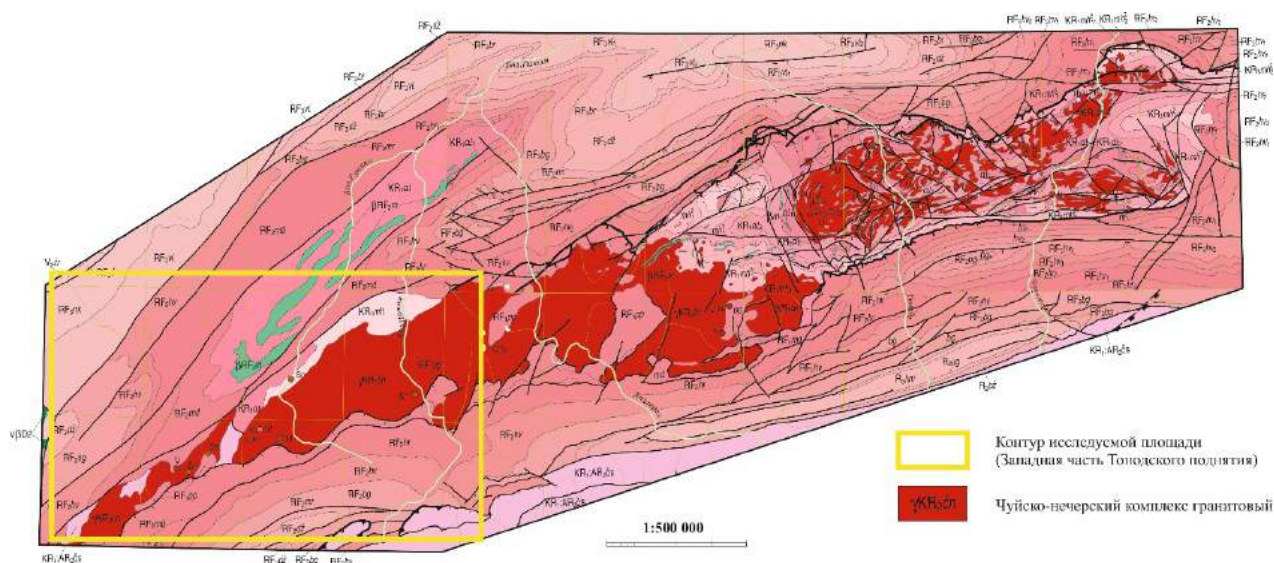


Рис. 1. Схема геологического строения Тонодского поднятия

Нижний, карельский структурный этаж (кристаллическое основание) разделяется на раннекарельский и позднекарельский структурные ярусы. Раннекарельский ярус сложен вулканогенно-осадочными породами кевактинской серии, представленными албазинской (метапесчаники) и вышезалегающей махайловской (высокоуглеродистой алевросланцевой) свитами. Позднекарельский ярус формируют гранитоидные массивы чуйско-нечерского комплекса (Макарьев, Миронов, 2014).

Верхний, рифейский структурный этаж (осадочный чехол), маркирующийся регионально проявленным предрифейским структурно-стратиграфическим несогласием и остаточными корами выветривания, представлен ниже-среднерифейскими отложениями пурпольской и медвежевской свит, несогласно перекрывающимися по периферии поднятия среднерифейскими отложениями балаганахской серии. Продукты рифейского магматизма – штоки, дайки, силлы габбро-долеритов медвежевого комплекса.

Структурный план Тонодского поднятия сформирован диагональными и продольными субширотными системами разрывных нарушений с широко развитыми реннепалеозойскими покровно-надвиговыми структурами, в частности, вдоль тектонических ограничений поднятия.

В геологическом строении западной части Тонодского поднятия (рис. 2) преобладают позднекареельские гранитоиды чуйско-нечерского комплекса, образующие крупный Кевактинский массив рапаквивоподобных гранитов, ураноносных и вольфрамо-оловоносных на анализируемой территории.

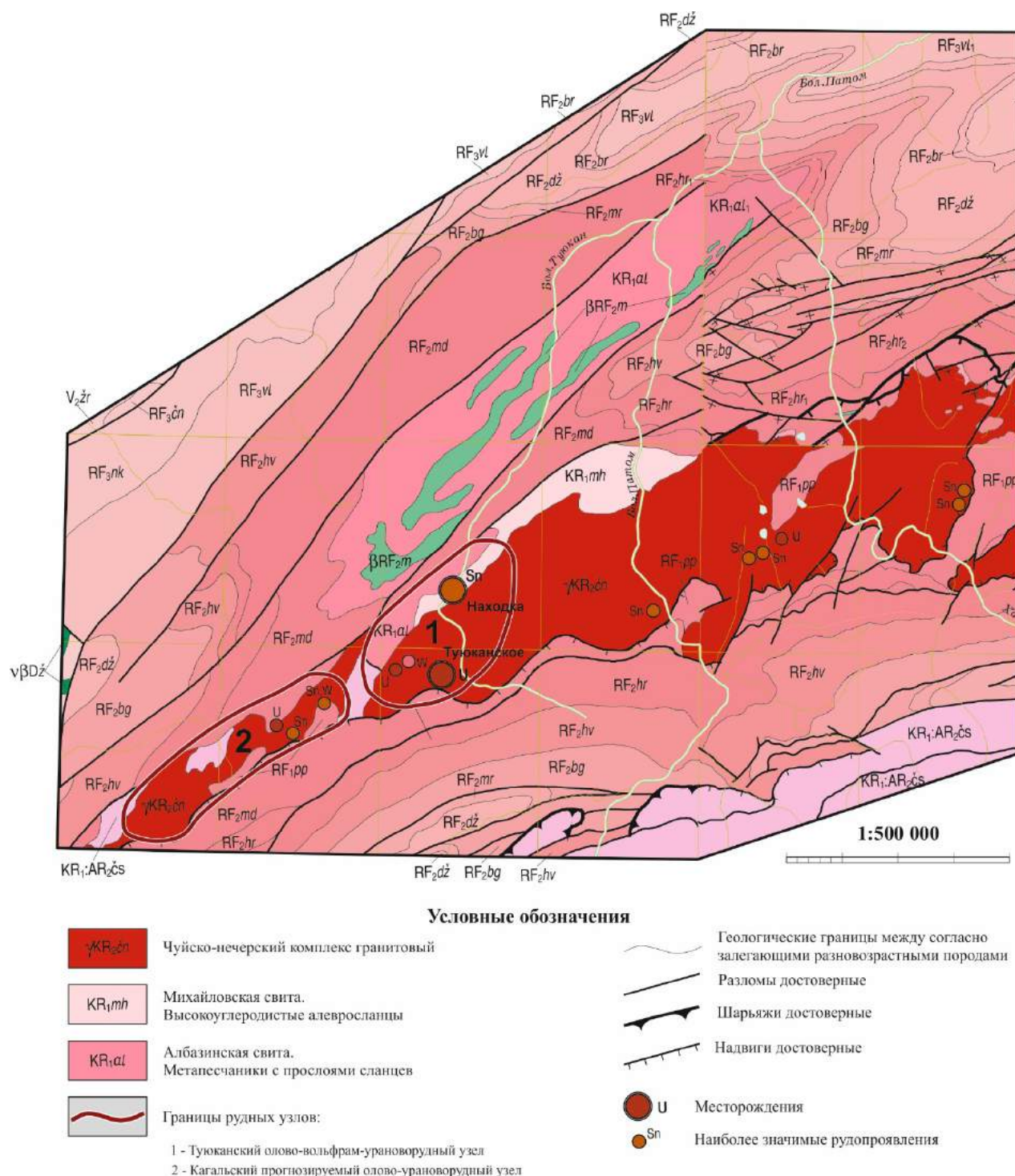


Рис. 2 Схема западной части Тонодского поднятия с основными урановыми и олово-вольфрамовыми объектами

Результаты исследований. В настоящее время в западной части Тонодского поднятия известны урановое месторождение Туюканское, месторождение олова Находка, а также рудопроявления урана, олова и вольфрама. Проведенный анализ этих объектов указывает на общность геолого-структурных обстановок рудолокализации и рудоформирующих процессов.

1. Урановое и олово-вольфрамовое оруденение развивается в гранитах и вмещающих породах, среди которых наиболее благоприятными рудовмещающими рассматриваются углеродистые сланцы михайловской свиты.

2. Рудоконтролирующее значение имеют зоны древних бластотектонитов, представленных бластомилонитами, бластокатаклазитами в гранитах и тектоносланцами во вмещающих породах.

3. Рудоформирующими являются постмагматические процессы, связанные со становлением Кевактинского массива.

Петрографическое изучение показало, что в составе Кевактинского массива преобладают порфировидные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты с фациальными переходами в лейкократовые разновидности (в краевых и апикальных частях массива) и, реже, гранодиориты.

Полученные петрохимические и геохимические характеристики свидетельствуют о принадлежности этих образований к гранитам нормальной и преимущественно умеренной щелочности калиевого типа с выраженной торий-урановой специализацией при резко дифференцированном распределении (до аномальных содержаний) U, TR, Be, Sn, W и др.

На основании имеющихся и полученных новых данных можно сделать заключение о том, что гранитообразование завершилось стадийным проявлением гидротермально-метасоматических процессов в форме фельдшпатолит-грейзеновых и березитовых изменений.

Ранние высокотемпературные фельдшпатолит-грейзеновые изменения развиваются в виде ореолов по типу внутриинтрузивных и околотинтрузивных систем, включают последовательно проявленные микроклинизацию, альбитизацию и грейзенизацию, формирующие в гранитах единую вертикальную метасоматическую колонку с верхней зоной грейзенизации. Эти процессы (в основном, грейзенизация) захватывают экзоконтакты Кевактинского массива и проявлены во вмещающих породах.

Более поздние березитовые (пропилит-березитовые) изменения проявлены более локально в приразломных обстановках по типу тектоногенных образований.

4. Объекты олова и вольфрама выявлены в зонах (ореолах) грейзенизации и сопряженного окварцевания, при этом основные рудопроявления вольфрама и некоторые проявления олова локализуются в полнопроявленных кварц-турмалин-мусковитовых грейзенах среди гранитов, а оловорудные объекты (включая месторождение Находка) – в кварцевых жилах и прожилках в ореолах грейзенизации вмещающих пород. В общей рудно-метасоматической колонке снизу-вверх наблюдается переход от собственно вольфрамового (шеелитового) оруденения к олово-вольфрамовому и оловорудному касситерит-кварцевому (с вольфрамом).

5. Урановое оруденение формируется в приразломных зонах березитизации гранитов и окружающих пород. В гранитах Кевактинского массива березиты и сопряженные с ним хлоритовые метасоматиты (пропилиты) накладываются на грейзены, а в совмещенных ореолах грейзен-березитовых изменений наблюдается телескопирование урановой и более ранней минерализации. В частности, урановые руды месторождения Туюканское в этой обстановке заметно обогащено оловом и вольфрамом.

Выводы. Таким образом, обосновывается генетическая связь уранового и олово-вольфрамового оруденения западной части Тонодского поднятия с позднекарельским гранитообразованием. Проведенные авторами в 2018 г. геохронологические исследования подтверждают позднекарельский возраст гранитов Кевактинского массива (около 1846 млн лет) и его принадлежность ранее выделенному поясу рудоносных постколлизийных гранитов (Ларин и др., 2006). Такой же возраст (около 1845 млн лет) установлен для урановых руд в подобных гранитах соседнего района (Макарьев и др., 2009).

В Кевактинском массиве на западе Тонодского поднятия наиболее интенсивно проявлены грейзенизация и березитизация, а фельдшатолизация (микроклинизация и альбитизация) практически не фиксируются, что свидетельствует о сравнительно небольшом эрозионном срезе анализируемой территории.

Это обстоятельство и установленные факторы рудообразования должны быть учтены при прогнозировании и поисках «скрытых» месторождений урана.

Список литературы

1. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 5, с. 3–15.
2. Макарьев Л.Б., Былинская Л.В., Голубев В.Н., Салтыкова Т.Е., Царук И.В. О возрасте урановых руд Северо-Байкальского региона (предварительные результаты U-Pb датирования) // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов, 2009, вып. 153, с. 88–96.
3. Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б. Особенности металлогении и перспективы промышленной ураноносности Чуйско-Тонодской минерагенической зоны Северного Забайкалья (по материалам ГК – 1000/3 и ГДП – 200/2) // Региональная геология и металлогения, 2014, № 57, с. 87–94.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВОГО ТЕЛА СТРУКТУРНОЕ (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

Иванов Д.В.¹, Толстов А.В.², Иванов В.В.¹

¹ Вилюйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), п. Айхал, ivanovdv@alrosa.ru

² НИИП АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный, tolstov@jgm.nsc.ru

Кимберлитовое тело Структурное располагается в зоне Комсомольского рудовмещающего разлома на восточном фланге Алаakit-Мархинского кимберлитового поля Западно-Якутской алмазонасной провинции. Оно было выявлено в результате поискового бурения в январе 1989 года скважиной 4869Б, и его морфология долгое время оставалась загадкой.

На первой стадии изучения (1989 г.) бурением скважин было установлено, что кимберлитовое тело является частью кимберлитовой жилы, отторгнутой и перемещенной от своих «корней» пострудной долеритовой интрузией в процессе внедрения последней. С целью выявления корневой части Структурной в районе отторгнутого блока было пройдено в общей сложности 20 скважин общим объемом бурения 2747,0 п. м, в том числе наклонных. Установлено, что кимберлитовые породы, слагающие это тело, подвержены глубоким вторичным преобразованиями и большей частью относятся к кимберлитовым брекчиям. Оценка алмазонасности Структурной проведена на ее полную мощность. Среднее содержание по телу составило 0,07 кар/т, что позволяет говорить о слабой алмазонасности тела (Василенко и др., 2010; Лапин и др., 2007).

Позднее, в начале 2000-х годов, при проведении производственно-тематических работ по изучению структуры рудного поля и характера проявления рудовмещающих разломов на участке Комсомольский, было высказано предположение, что кимберлитовое тело Структурное, по результатам ранее проведенных работ считавшееся кимберлитовой жилой, вероятнее всего является дайкообразной трубкой, аналогичной по своему строению трубке Комсомольская. Среднее содержание алмазов по трубке составило 0,16 кар/т.

В период 2011–2016 гг. кимберлитовое тело было изучено дополнительно бурением 2-х скважин, одна из которых пройдена собственно по кимберлитовому телу, вторая – по его отторженцу. Суммарный объем бурения составил 222,0 п. м. По кимберлитам Структурной пройдено 64,2 п. м, в том числе 12,3 п. м по отторженцу. Алмазов обнаружено не было.

Поскольку при бурении скважин не удалось вскрыть кимберлитовые породы на полную мощность, несмотря на то, что скважины были заложены в местах наиболее удобных с точки зрения максимального вскрытия рудного тела, была подтверждена его дайкообразная форма.

Геологическое строение. С поверхности дайкообразное тело перекрыто долеритами и туфами пермо-триасового возраста, суммарная мощность которых составляет 32–40 м.

Долериты представлены серыми, тонкозернистыми, массивными разностями I разновидности по ГИС, перекрывают кимберлитовое тело и отторгают крупный блок вмещающих пород и кимберлитов, мощностью до 30 м. Суммарная мощность долеритов достигает 70 м.

Туфы буровато-серого цвета, мелко-среднеобломочные, литокластические, основного состава. Вскрытая мощность составляет 10–12 м.

Вмещающие отложения вскрывались скважинами в виде ксенолитов в кимберлитовом теле и представлены доломитами, известняками и мергелями сохолохской, сытыканской и кылахской свит ордовика.

Дайка сложена зеленовато-серыми **автолитовыми кимберлитовыми брекчиями** с брекчиевой (скв. 3К/99/1) и автолитовой (скв. 17К/99/1) текстурой и порфировой структурой связующей массы (рис. 1).



Рис. 1. Обломок кимберлита дайки Структурная

Содержание ксеногенного материала достигает 35–40%. Представлен он преимущественно обломками карбонатных пород цоколя: известняками и мергелями, значительно реже – обломками пород кристаллического фундамента. Размеры обломков карбонатных пород варьируют от 0,5 см до 4–5 см. Форма обломков – угловатая, угловато-округлая.

Ксенолиты пород кристаллического фундамента отмечаются редко (до 1–2%) и представлены кристаллическими сланцами и гнейсами.

По данным микроскопического изучения, связующая масса имеет серпентин-кальцитовый состав, в котором отмечаются мелкие вкрапления редких микрозерен окисно-рудных минералов, тонких чешуек и табличек хлоритизированного флогопита, вкраплений пикроильменита и единичных зерен пироба в келифитовой кайме, размером до 3 мм. Акцессорная примесь представлена микрозернами граната, сфеном. Тонкие, прерывистые, субпараллельно ориентированные трещины в кимберлите заполнены глинистым, рудным веществом или кальцитом. Микрокристаллические оксиды основной массы составляют не более 1–2%. Хромит представлен идиоморфными

зернами размером в среднем не более 0,01 мм, образующими включения в флогопите, и редко – в виде отдельных более крупных зерен размером 0,1 мм. Микрокристаллический пикроильменит образует гомогенные зерна размером 0,02–0,05 мм. Иногда вокруг зерен пикроильменита фиксируются лейкоксеновые оторочки. Изредка фиксируются зерна ильменита, ксеноморфные выделения лейкоксена, пентландит, образующий микропрожилковые выделения (рис. 2).



Рис. 2. Шлиф кимберлита дайки Структурная

В породе отмечаются как ядерные, так и безъядерные автолиты с афировой структурой. Ядра автолитов представлены в основном серпентиновыми и серпентин-карбонатными овальными и округлыми псевдоморфозами по оливиному, размером 0,2–4 мм, гипидиоморфной формы, редко – обломками мелкозернистых известняков. Оболочки автолитов частичные и полные, ширина их колеблется в довольно широких пределах: от первых сотых долей мм до 0,5 мм. Тонкие оболочки характерны в основном для мелких автолитов, размером до 0,5 мм, и характеризуются хлорит-серпентиновым составом, иногда с примесью зерен рудного минерала. У более крупных автолитов (размер 0,5–5 мм) отмечаются как афировые, так и порфиоровые оболочки. Состав афировых оболочек преимущественно серпентиновый с небольшой примесью чешуек хлорита и флогопита (размером не более 0,1 мм), а также зерен рудного минерала. В порфиоровых оболочках порфиоровые выделения представлены серпентиновыми псевдоморфозами размером 0,2–0,7 мм, а матрица имеет тот же состав, что и афировые оболочки.

По данным изучения протолочных проб, проведенного в отчетный период, в кимберлитовых брекчиях из минералов-спутников алмаза в весовых количествах зафиксированы пикроильменит, пироп и флогопит.

Пикроильменит преобладает, составляя 39% от общего количества минералов тяжелой фракции и 77% от общего количества МСА. Представлен всеми классами крупности (–2+1 мм, –1+0,5 мм, –0,5 мм).

Содержание пикроильменита в пробах варьирует в широких пределах – от 9,18 кг/т (скв. 3К 99/1, пр. 3) до 27,82 кг/т (скв. скв. 3К 99/1, пр. 5) и в среднем составляет 15,73 кг/т.

Пикроильменит представлен угловатыми, угловато-округлыми зернами 0–I класса сохранности, в меньшей степени обломками и осколками.

Практически все зерна с шероховатой поверхностью, реже матированные, часть поверхностей и сколов с тонкой первичной коррозией.

Первичные поверхности в корках и рубашках измененного окисленного карбонатного, серпофит – карбонатного материала бежевого, беловато-желтого, желтовато – бежевого, коричневого цветов. Встречаются зерна в примазках коричневого анатаза. На отдельных зернах фиксируются включения мелких чешуек флогопита.

Пироп. Представлен зернами всех классов крупности. Его среднее содержание составляет 1,73 кг/т (8,47% всех МСА), варьируя в пределах от 0,98 кг/т (скв. 3К 99/1, пр. 3) до 3,05 кг/т (скв. 3К 99/1, пр. 5).

Пироп представлен угловатыми, реже округло-угловатыми зернами 0–I класса сохранности.

Первичные поверхности матированные. На зернах часто отмечается тонкое растворение, шелковистый блеск.

Примазки сложены окисленным карбонат-серпофитовым материалом буровато-серого, голубовато-сероватого или серовато-зеленоватого цветов. На отдельных зернах пироба отмечаются келифитовые каймы и флогопит в виде тонких чешуек.

По цветовой гамме преобладают фиолетовые зерна (87%), красные, оранжевые и розовые пиробы составляют соответственно 7%, 5% и 1%.

Слюда представлена зернами всех классов крупности, но наиболее представлен класс – 2+1 мм. Встречается в количестве от редких зерен до весовых процентов. Среднее содержание составило 2,96 кг/т (14,5% всех МСА), а максимальное – 17,73 кг/т (скв. 17К 99/1, пр. 1).

Цвет золотисто-желтый, зеленовато-коричневый. Форма зерен бочонковидная, чешуйчатая.

Хромшпинелид встречается в количестве редких зерен всех классов крупности. Форма зерен октаэдрическая, неопределенная и вицинальная.

Преобладают зерна неопределенной формы, к которым отнесены округлые неправильной формы зерна, угловатые зерна, а также обломки и осколки. Зерна вицинальной формы с тонким шелковистым блеском, грани развиты в разной степени. Октаэдрические зерна правильной формы, целые, грани и вершины четкие.

Поверхности угловатых, округлых зерен со следами тонкой коррозии. Примазки представлены окисленным карбонатным материалом бежевого, желтого цвета, а также карбонат-серпофитовым материалом серого и серовато-голубого цвета.

Хромдиопсид встречается крайне редко и представлен единичными зернами различной размерности.

Зерна угловатой, округло-угловатой формы, колотые, разной степени трещиноватости. Цвет зерен изумрудно-зеленый, в основном, насыщенных оттенков. Фиксируются присыпки, примазки, корки карбонатного, карбонат-серпофитового материала сероватого, серовато-беловатого цвета, а также чешуйки флогопита.

Из других минералов в тяжелой фракции в весовых количествах отмечены гидроокислы железа – 18,33 кг/т (45,53%), альмандин – 0,57 кг/т (1,42%), анатаз – 0,42 кг/т (1,04%), барит – 0,23 кг/т (0,57%), гроссуляр – 0,2 кг/т (0,50%), пирит – 0,08 кг/т (0,20%), апатит – 0,01 кг/т (0,02%), в единичных зернах – магнетит, пироксен, циркон, рутил, турмалин, перовскит, сфалерит.

В легкой фракции встречены обломки серпофита и карбонатных пород.

Таким образом, в результате многолетнего изучения кимберлитового тела установлена его даечная форма, что подтверждает многообразие морфологии кимберлитовых тел на территории Алакит-Мархинского поля, особенно в его восточной части, где подобные слабомагнитные тела, могущие представлять практический интерес, могут быть пропущены при поисковых работах. Для снижения вероятности этого помимо вертикального бурения требуется использование новых подходов (Кременецкий и др., 2006; Мальцев и др., 2016; Симоненко и др., 2008).

Список литературы

1. Василенко В.Б., Толстов А.В., Кузнецова Л.Г. и др. Петрохимические критерии оценки алмазоносности кимберлитовых месторождений Якутии // Геохимия. 2010. № 4. С. 366–376.
2. Кременецкий А.А., Карась С.А., Толстов А.В. Геохимические поиски кимберлитовых трубок на закрытых территориях: проблемы и решения // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 126–139.
3. Лапин А.В., Толстов А.В., Антонов А.В. Изотопный состав Sr- и Nd кимберлитов и конвергентных с ними пород Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. № 1. С. 78–82.
4. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М. и др. Перспективы выявления новых кимберлитов на Виллюй-Мархинском междуречье (Западная Якутия) // «Месторождения алмазов: процессы формирования, закономерности локализации, методы прогнозирования и поисков». Новосибирск, 2016, ИГМ СО РАН. С. 76–80.
5. Симоненко В.И., Толстов А.В., Васильева В.И. Новый подход к геохимическим поискам кимберлитов на закрытых территориях // Разведка и охрана недр. 2008. № 4–5. С. 108–112.

О РУДОНОСНОСТИ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ КУМБЕЛЬ-УГАМСКОЙ ЗОНЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Кирезиди С.В.

Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева Госкомгеологии РВз, skirezidi@gmail.com

Кумбель-Угамская зона, с геологической точки зрения, расположена на территории Срединного Тянь-Шаня. К Срединному Тянь-Шаню относится хребет Таласский Алатау с отходящими от него хребтами Чаткальским, Сандалашским, Пскемским, Майданташским и Угамским. В свою очередь, Чаткальский хребет имеет крупные отроги – Саргардон, Кумбель и Кураминский, от Пскемского хребта отходит Коксуйский, а от Угамского – горы Коржантау.

По данным Р.А. Садыкова (1964), Д.Х. Якубова (1965), В.И. Уломова (1966), В.А. Арапова (1983), Хамидова Л.А. и др. (2010) Кумбель-Угамская зона глубинных разломов является важнейшей деструктивной анти Тянь-Шанской структурой, разделяющей Чаткальскую и Кураминскую зоны Срединного Тянь-Шаня. Наиболее крупные субпараллельные разломы в зоне – Кумбельский, Джулайсайский Арашанский, Кенкольский и Угамский. Максимальная ширина Кумбель-Угамской зоны глубинных разломов достигает 25 км, протяженность на отрезке между Северо-Ферганским и Северо-Каржантаускими глубинными разломами – 180 км.

Малые интрузии – небольшие самостоятельные массивы магматических пород в виде даек, штоков, неправильных тел, приуроченных к протяженным зонам разрывных тектонических нарушений (деструктивные зоны).

Дайки и малые интрузии – гипабиссальные интрузивные тела, участвуют в геологическом строении во многих благородно-редкометалльных рудных полях (Чаркасарское, Чадакское, Актепинское, Ерташское, Ташкескен-Каттаакарское, Тереклинское и др.) и месторождениях урана и молибдена (Ризак и др.), золота и серебра (Пирмираб, Гузаксай, Актепа, Реваште и др.), апатита (Актепа) и флюорита (Суппаташ), размещенных в Кумбель-Угамской зоне глубинных разломов.

Деструктивные зоны глубинных разломов имеют важное металлогеническое значение, поскольку в них размещаются крупные месторождения титана, ниобия, циркония, редких земель, кобальта, никеля, золота и серебра с платиноидной нагрузкой, апатита и др.

В развитии областей автономной тектоно-магматической активизации и глыбовой тектоники академик А.Д. Щеглов (1988), выделил две стадии, с каждой из которых связан свой комплекс эндогенных руд. Для месторождений первой стадии, куда входят месторождения олова, вольфрама, редких земель, полиметаллов, меди, молибдена, урана, висмута и других металлов, обычно связь с малыми трещинными интрузиями пестрого состава. Эти интрузии часто ассоциируют с комагматичными им эффузивами. Месторождения второй стадии представлены эпитемальными месторождениями флюорита, барита, марганца, полиметаллов, сурьмы, ртути и

других металлов. Наблюдается ассоциация этих месторождений с основными и щелочными интрузивными массивами. Перечисленные рудные образования связаны с деструктивной стадией развития литосферы, строго контролируются разрывными нарушениями и весьма часто характеризуются значительными размерами рудных тел.

Связь геохимических типов золото-серебряных месторождений с составом магматических ассоциаций установлена во многих рудных районах (Моисенко, 1977; Константинов, 1984; Котляр, 1986; Хомич, 1989). Она выражается в преимущественной ассоциации с магматическими образованиями повышенной основности и натриевости существенно золотых месторождений, с более кремнекислыми калий-натриевой и калиевой сериями золото-серебряных, серебряных месторождений. По мнению В.Г. Моисенко это обусловлено наследованием петрохимических особенностей магматических флюидов гидротермальными растворами, в которых увеличение концентрации натрия способствует более интенсивному экстрагированию золота, калия и натрия вместе – золота и серебра, а калия – серебра. Похожую картину можно увидеть на примере ниобиевых и танталовых эндогенных месторождений. И.В. Александровым (1973) экспериментально доказано способствование калия накоплению ниобия и тантала в магматических и постмагматических растворах. По нему редкометалльное оруденение возникает тогда, когда при переотложении ниобий и тантал концентрировались в отдельных рудоносных зонах магматических и постмагматических тел. При средних температурах растворимая способность ниобия и тантала бывает низкой. Поэтому чаще всего зоны оруденения располагаются по контактам даек или малых порфировых интрузий тел с вмещающими породами или вблизи контактов, как в самих магматических телах, так и во вмещающих породах.

В пределах Кумбель-Угамской зоны глубинных разломов внутриплитные магматические ассоциации выявлены в составе бобойобского (P_1), бабайтагского (или бабайтаудорского, P_1), чилтенского (P_1), чадакского (P_2-T_1) и гузаксайского (P_2-T_1) комплексов.

Бобойобский комплекс, включает породы известные в геологической литературе под названиями «кварцевых диоритов бабайобского типа» и «диоритов, сиенито-диоритов и монцонито-диоритов окрестностей сел. Гава и Теньги» (Васильковский, 1952). Позднее в послепермской группе В.В. Барановым, К.М. Кромской и др. (1972) выделены алычалькский пермо-триасовый габбро-монцонит-сиенитовый и актепинский раннетриасовый габбро-диорит-сиенитовый комплексы. Проведенный анализ геологического положения и вещественного состава обеих указанных выше групп пород свидетельствует, во-первых, о синхронности их образования и, во-вторых, о большом сходстве их петрографических, петрохимических и геохимических особенностей, позволяющих рассматривать эти группы в рамках единой природной ассоциации магматических пород, за которой оставлено типовое название «бабайобский» комплекс.

Акцессорно-минеральный тип бабайобского комплекса – среди встречающихся акцессориев Р.Г. Юсупов и др. (1983) и В.В. Баранов и др. (1972) отмечают бадделеит, касситерит, шеелит, пирит, халькопирит и шпинель. Наиболее примечательная геохимическая особенность бабайобского комплекса – обогащенность фосфором и стронцием. Характерны превышающие кларк концентрации меди, свинца, золота, серебра, скандия, висмута и молибдена. Из эндогенной минерализации, связанной с формированием комплекса, наибольшее значение имеют апатитовая, медная (с золотом, молибденом, висмутом и серебром) и арсенидно-кобальтовая (с серебром).

Наиболее крупный массив в Кумбель-Угамской зоне – Актепинский (изометричный массив около 10 км²), находится на южном склоне Кураминского хребта.

Я.М. Рафиковым, А.А. Мусаевым, Ф.И. Ислотовым (1997) в сиенитах серебро-арсенидного месторождения Актепа – единственного известного типичного представителя «пятиэлементной» формации в Центральной Азии – выявлены максимальные содержания РЗЭ (999 г/т).

Месторождение Актепе размещается в центральной части активно функционировавшего на протяжении более 70 млн лет магмовыводящего канала, способствовавшего становлению гипабиссальных интрузий аляскитов и гранодиоритов ($D_3?$), габбро-монцонит-сиенитов ($C_2?$), субвулканических сиенитоидов (P_1) и кварцевых порфиров (P_2).

Восточный фланг месторождения, урановые тела, представленные кварц-карбонатными жилами с диарсенидами железа, кобальта и никеля, настураном, самородным серебром и висмутом, имеют столбо- и линзообразную форму, протяженность – до 40 м, мощность 0,1–0,6 м. Химическим анализом в них установлено содержание кобальта от 0,005 до 0,18%, в единичных пробах – до 1,75%; никеля – от 0,05 до 0,8%, в отдельных пробах – до 2,1%; меди – до 0,14%, свинца – до 0,29%, цинка – до 1,19% и висмута – до 0,08%. Апатитоносность габброидов Актепинского массива установлена в 1979–1981 гг.. Содержание P_2O_5 в лейкократовых и меланократовых габбро составляет от 0,38 до 3,34%.

Серебро-арсенидное оруденение приурочено к гипабиссальной интрузии габбро-монцитов, прорванной штоком монцитов размером 1,5 x 0,8 км.

Петрохимически габброиды характеризуются повышенными концентрациями железа и, частично, калия, заметно выраженной известковистостью при пониженном содержании магния и резкой недосыщенностью кремнеземом.

В пределах массива широко распространены дайки преимущественно северо-западного простирания, представленные микрогаббро, монцонитами, порфировидными сиенитами, граносиенит-порфирами, кварцевыми порфирами, эссексит-диабазам.

К настоящему времени на месторождении выявлено более 100 постмагматических минералов, 65 из которых принадлежит классам самородных элементов, арсенидов, сульфидов и сульфосолей.

Наиболее ранние образования – жилы гребенчатого кварца с тюрингитом и пиритом мощностью от 0,05 до 0,8, протяженностью до нескольких десятков м (I-ая сульфидная стадия). Более поздним парагенезисом стадии являются менее распространенные баритовые жилы и прожилки, в которых по трещинам развиваются тюрингит и кварц. С последними ассоциируют халькопирит, галенит и сфалерит (клеюфан).

Содержание серебра в баритовых жилах невелико и, по-видимому, обусловлено его высоким содержанием в галените, достигающем 600 г/т.

Богатые сереборудные тела сформировались в течение арсенидной стадии минералообразования. В них установлены многочисленные интерметаллические соединения и самородные элементы: серебро, висмут, мышьяк, сурьма, амальгамы серебра, алларгентум, дискразит; сульфоарсениды, арсениды, диарсениды и триарсениды кобальта, никеля и железа; сульфиды и сульфосоли серебра, висмута, меди, свинца, никеля, кобальта и железа; оксиды и силикаты урана. Арсенидная стадия является главной продуктивной для серебра и ряда других компонентов – кобальта, висмута, урана.

Жилы арсенидной стадии пересекаются жилами и прожилками 2-ой сульфидной стадии. Карбонатные жилы и прожилки этой стадии, помимо обычных пирита, галенита и реже халькопирита, содержат иногда сульфосоли серебра, висмута и свинца.

Чадакское рудное поле расположено на южном склоне восточной оконечности Кураминских гор в районе сопряжения зон глубинных Кумбель-Угамского и Северо-Ферганского разломов, где довольно интенсивно протекал верхнепалеозойский вулканизм с башкирского до пермотриасового времени.

Согласно Т.Н. Далимову (1993) на Чадакском рудном поле (золото-серебряные месторождения Пирмираб и Гузаксай) дайки сиенитоидов встречаются в составах гушсайского и гузаксайского комплексов. Кварцевые сиенит-порфиры, ассоциирующие с порфировидными гранодиоритами гушсай-куондинского комплекса широко распространены в Северо-гузаксайском и Акташском участках. Они образуют дайки северо-восточного простирания с крутыми углами падения, и выполняют кулисообразные трещины протяженностью от 100–200 м до 1,5 км при средней мощности 5–10 м. Т.Н. Далимов (1993) не исключает связи образования этих даек с формированием Бабайтаудорской экструзии.

Гузаксайский комплекс (P_2-T_1), включающий в себя микросиениты и ортоклазовые сиениты, граносиениты, ассоциирующие с долеритами, трахидолеритами, трахириолитами и

лейкогранит-порфирами, выделен только в пределах Чадакского рудного поля (Т.Н. Далимов, 1993). Одной из черт этого является наличие многочисленных сложных даек двух- и трехчленного строения.

Структуру рудного поля, по данным исследований, определяют следующие факторы:

- внедрение в позицию вышеописанного узла малой порфировой интрузии гранитоидов куюндинского комплекса, с которыми в Кураминской структурно-формационной зоне увязывается генерация медно-порфировой базовой рудной формации и ее производных – месторождений полиметаллов и золота (Завьялов, Исламов, 1995);
- проявление (локализация) золотого оруденения в субмеридиональных трещинах, согласующихся с удлинением интрузивного тела.

Месторождение Пирмираб расположено в восточной части рудного поля на левобережье р. Чадак. Интрузивные образования на площади месторождения слагают его центральную, северную и северо-восточную части и представлены карамазарским, куюндинским и диабаз-гранофировым комплексами.

На площади месторождения Пирмираб выделяются жильные минерализованные зоны, имеющие северо-западное, близкое к меридиональному простирание. В отдельных сечениях жил содержания золота колеблются от 0,8 г/т до 31,2 г/т. Характерной особенностью распределения оруденения является наличие повышенных содержаний серебра (от 230 г/т до 2226,4 г/т). Состав жил в северной части кварц-хлоритовый с вкрапленностью пирита и с низкими непромышленными содержаниями золота, в центральной части – кварцевый, кварц-карбонатный с волластонитом и адуляром, здесь выявлены небольшие по размерам рудные тела. На южном фланге жилы быстро выклиниваются и прослеживаются в южном направлении под вулканитами шурабсайского комплекса и участками характеризуются промышленными концентрациями золота.

Пирмирабская жильная зона включает в себя жилы, в которых концентрируются практически все разведанные на месторождении промышленные запасы золота. Здесь характерно общее уменьшение с глубиной интенсивности концентрации золотого оруденения. Исключение представляют отдельные, небольшого размера, изолированные столбообразные струи с высокими содержаниями золота. На юге минерализация в вулканитах шурабсайского комплекса представлена линейной зоной интенсивно гидротермально проработанных пород с прожилками и маломощными жилами кварца и карбонатов с низкими непромышленными содержаниями золота.

Акташская минерализованная зона расположена в восточной части месторождения и представлена серией мощных (до 20 м) кварц-карбонат-хлоритовых с гематитом и магнетитом жил.

Месторождение Гузаксай расположено на правобережье р. Чадак в 2-х км к западу от месторождения Пирмираб. Обнажающиеся в центральной части месторождения андезиты и андезидациты, переходящие на глубоких горизонтах в сиенито-диоритовые порфириты, являются, по-видимому, апикальными частями единого пологозалегающего куюндинского интрузивного (субвулканического) тела сложного состава и строения. Эти породы являются вмещающей средой промышленных кварцево-золоторудных жил месторождения. В северной части рядовые и богатые руды жил образуют гнезда и пятна неопределенной формы. В южной части концентрация промышленных и богатых руд происходит в виде столбов и линз. Глубина распространения промышленного оруденения до сотни метров.

В составе ряда жил рудного поля отмечено проявление халькопирит-гематит-кварцевой висмутоносной ассоциации позднего гидротермального этапа. На участке Пирмираб эта ассоциация редка и несколько отлична по минеральному составу. Основным минералом ассоциации является айкинит, затем по значимости следуют висмутин, крупкоит, гладит, сульфоселениды и сульфоселенотеллуриды висмута и свинца. Основная часть золота в пределах рудного поля находится в форме электрума.

Золото-серебряные месторождения Чадакского рудного поля относятся к гидротермальному типу и сформированы в близповерхностных условиях в связи с субвулканической деятельностью (Рудные месторождения Узбекистана, 2001).

В последние десятилетия на основе детальных геологических данных по рудным месторождениям, связанным с магматизмом проводится широкий спектр исследований геолого-геохимических, изотопных, геохронологических, геофизических и других с использованием методов инструментального изучения с целью выявления особенностей генерации рудно-магматических систем и получения критериев большеобъемности их рудоносности. Следует отметить, что в генерации рудоносных магматических расплавов существенное влияние оказывает флюидный режим и, прежде всего, состав и объемность глубинного (мантийного) флюидного потока, основного рудного комплексообразователя и переноса рудного вещества.

Список литературы

1. Александров И.В. Модели эндогенного тантал-ниобиевого оруденения. М.: Наука, 1973. 148 с.
2. Арапов В.А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан, 1983. 205 с.
3. Васильковский Н.П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1952. 304 с.
4. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Периодизация этапов внутриплитного магматизма Тянь-Шаня // Геодинамика и принципы палеотектонических реконструкций. Ташкент: Университет, 1993. С. 3–5.
5. Завьялов Г.Е. Геотектонические предпосылки проявления месторождений медно-порфировой базовой рудной формации (Чаткало-Кураминские горы). // Геология и минеральные ресурсы. 2201. № 5. С. 24–28.
6. Исламов Ф.И. Формационные типы вулканогенных золото-серебряных месторождений палеозойских вулканогенных поясов, критерии их поисков и прогнозирования (на примере Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса). Автореферат докт. дисс. Ташкент. 1997.
7. Источник: https://www.litprichal.ru/slovari/enc_sovet/malye-intruzii.php
8. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. С. 201–217. С. 344–352.
9. Юсупов Р.Г. Геохимия пород интрузивного магматизма (Кураминский хребет. Тянь-Шань). Ташкент: Фан, 1983. 144 с.

СЕЛЕНИДЫ И ТЕЛЛУРИДЫ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОЧБУЛАК

Кирезиди С.В.

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз, skirezidi@gmail.com

Минералого-геохимические особенности месторождения изучались Э.А. Марковой, В.А. Коваленкером, М.М. Мансуровым и др., что позволило установить в рудах месторождения более 100 рудных минералов. В настоящей статье приводятся результаты обобщения имеющейся информации по теллуридам, селенидам и сопутствующим им минералам месторождения Кочбулак.

Теллур. По перечню теллуридов месторождение уникальное. Здесь найдено пять теллуридов висмута, пять – золота, три – серебра, обнаружены также теллуриды сурьмы, ртути, железа и никеля. В рудах месторождения известны многочисленные соединения теллура с металлами (калаверит, сивьянит, петцит, гессит, алтаит, теллуrowисмутин, тетрадимит, жозеит, теллурантимон, риккардит и др.), а также самородный теллур. Содержания теллура: в алтаите – 38 вес. %; в калаверите – 56,5 вес. %; в гессите – 37,7 вес. %, сивьяните – 32,6 вес. % и петците – 34,3 вес. %, близки теоретическим в этих минералах. Весьма высокие содержания теллура установлены в отдельных образцах блеклых руд.

Теллуриды являются широко распространенными минералами в золото-сульфидно-кварцевых жилах, но при этом их общее содержание относительно небольшое. Среди них наиболее распространены алтаит и гессит, в некоторых участках – минералы системы Bi(Sb)–Te–S(Sc), меньше – калаверит, сивьянит и петцит. Редкими являются колорадоит, мелонит, риккардит, фробергит, штютцит, эмпрессит, костовит. Как и самородное золото, теллуриды тяготеют к сульфидам – тетраэдриту, меньше к пириту, галениту, халькопириту. Мономинеральные скоп-

ления встречаются редко, типичными являются агрегаты двух-трех и более теллуридов (рис. 1). Они образуют скопления в виде вкраплений, прожилков, линз, гнезд неправильной формы, размер выделений варьирует от микроскопических до 3–5 см. Ниже приводятся некоторые данные о минералах теллура, встреченных в ассоциациях месторождения Кочбулак.

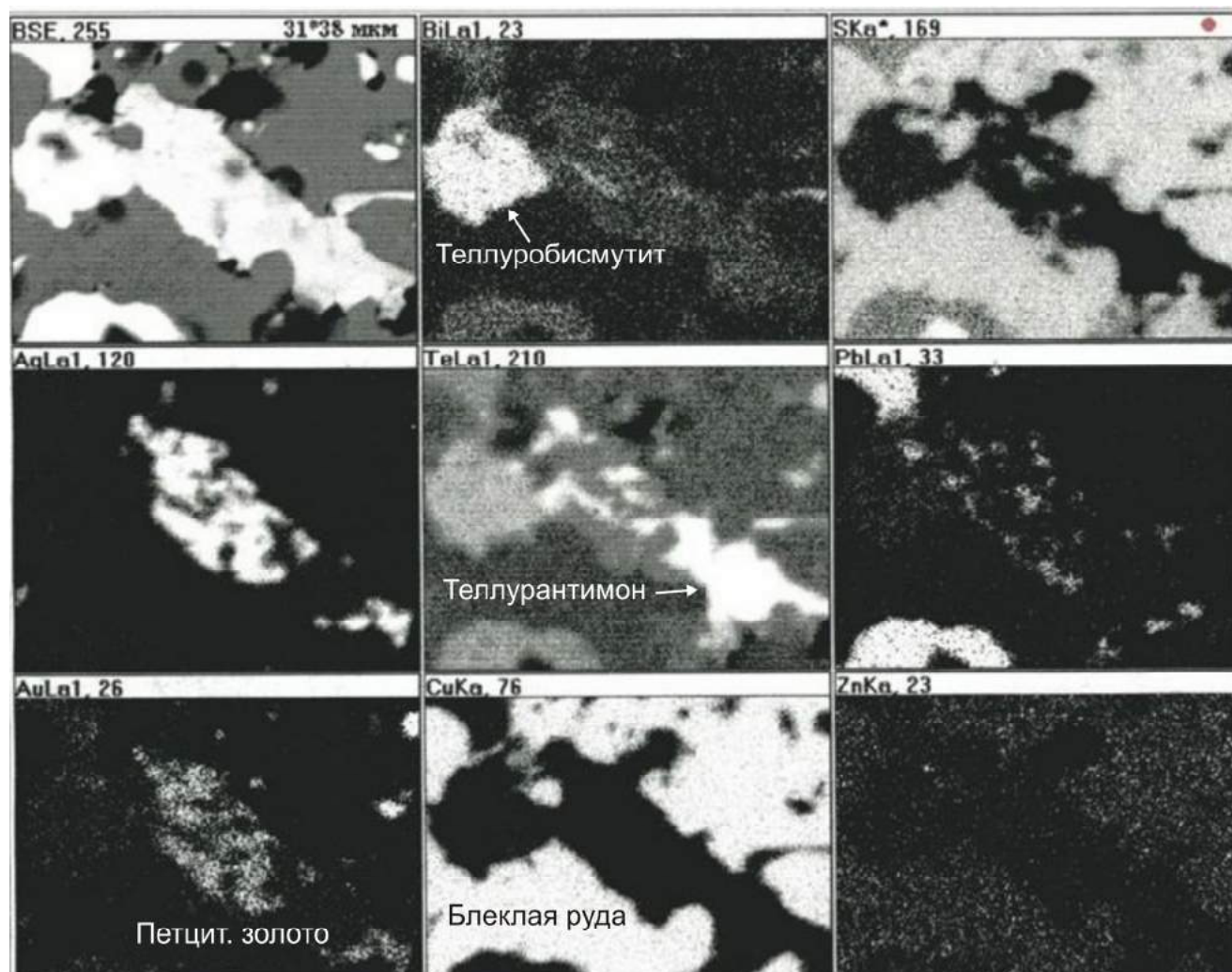


Рис. 1. Растровые картины распределения элементов по площади микропарагенезиса теллуробисмутита, теллурантимона, висмутсодержащего алтаита (Pb), петцита, самородного золота в Те-блеклой руде (данные Р.И. Конеева, 2011 г.)

Самородный теллур Te. Наиболее крупные выделения минерала характерны для трубчатых тел Кочбулака, где гнездовые вкрапления достигают размера 6х4см. Он ассоциирует с теллуридом состава Au_2Te_5 , калаверитом, алтаитом, колорадоитом, сильванитом и гесситом. В микропарагенезисе с ним встречается блеклая руда, галенит, алтаит, кварц.

Алтаит ($PbTe$) – образовался в золото-блеклорудно-теллуридную стадию в минеральной ассоциации со всеми теллуридами. Алтаит и тетрадимит (Bi_2Te_2) имеют микроскопически мелкие размеры выделений (не превышают 0,2–0,8 мм в поперечнике) и обычно приурочены к тетраэдриту, в котором иногда занимают свыше 20% объема. Редко отмечаются в других сульфидах. Алтаит замещает тетраэдрит.

Гессит (Ag_2Te) – образовался в золото-блеклорудно-теллуридную и сфалерит-галенитовую стадии. Ранний гессит, ассоциирует с алтаитом, сильванитом, часто присутствует в ассоциации гессит-петцит, галенит-халькопирит-самородное золото. Более поздний – с минералами олова,

Ag-Pb-Bi-сульфосолями, теллуридами висмута. Он, в основном, представлен микроскопически мелкими зернами (0,00п – 0,001 мм). Обычно он дает сростания с блеклой рудой, золотом самородным, алтаитом, петцитом, калаверитом, халькопиритом, пиритом, галенитом. Золото представлено в гессите вростками, обычно располагающимися на границе гессита с вмещающими его минералами, секущими прожилкам, а иногда замещает гессит. Гессит один из поздних теллуридов. Он образует секущие прожилки в алтаите, выполняет промежутки между пластинками тетрадимита.

Штютцит (Ag_5Te_3) и *эмпрессит* ($AgTe$). Штютцит и эмпрессит ассоциируют с сильванитом, самородным теллуридом и тетрадимитом. Встречаются на верхних горизонтах трубообразных тел.

Костовит ($CuAuTe_4$), встречается редко. Он был встречен в крупном гнездообразном выделении теллуридов среди кварц-пиритовых агрегатов.

Калаверит ($Au,Ag)_2Te_6$ – один из наиболее ранних минералов золото-блеклорудно-теллуридной стадии. Он ассоциирует с висмутином, замещающимся голдфилдитом, и с самим голдфилдитом. Минерал представлен в виде обособленных ксеноморфных зерен и их небольшими скоплениями. Характерна приуроченность к сульфидам: тетраэдриту, халькопириту-II, пириту-II и кварцу. Редко встречается в сростании с петцитом, волинскитом, тетрадимитом и самородным золотом. Установлены взаимоотношения с гесситом, выполняющим трещины и промежутки между зернами калаверита.

Сильванит ($AuTe_2$) является относительно распространенным минералом среди Au-Ag теллуридов. Сильванит – редкий минерал. Он представлен ксеноморфными и изометричными, иногда округлыми зернами и небольшими скоплениями. Размер зерен 0,00п – 0,06 мм, скопленный – 0,01–0,1 мм. Сильванит образует сростки с тетраэдритом и теллуридами – алтаитом, гесситом, петцитом и калаверитом.

Теллуробисмутит (Bi_2Te_3) присутствует в небольших количествах среди агрегатов теллуридов (рис. 1). Минерал является более поздним по отношению к основной массе теллуридов, о чем свидетельствует замещение алтаита теллуробисмутитом.

Петцит (Ag_3AuTe_2) отмечается в виде мелких включений среди тетраэдрита, ассоциирует с гесситом и галенитом. Встречается как в сростании с рудными минералами, так и в кварце. В отличие от других теллуридов, тесно ассоциирует с теллуридами, чем с сульфидами, тяготеет к гесситу, алтаиту и сильваниту. Гессит и сильванит замещают зерна петцита; в алтаите петцит в виде идиоморфных кристаллов. Петцит содержит мелкие вростки самородного золота по трещинкам.

Волинскит ($AgBiTe_2$) и *Колорадоит* ($HgTe$) не образуют заметных скоплений. Волинскит встречается в парагенезисе с алтаитом, редко ассоциирует с гесситом, Ag-Cu-Pb-Bi-сульфосолями и минералами олова. Для колорадоита типична ассоциация с алтаитом, петцитом, халькопиритом и самородным золотом. Химический состав волинскита по данным рентгеноспектрального локального анализа (%): Ag–22,08; Bi–33,20; Te–43,50: ($Ag_{1,16}Bi_{0,90}Te_{1,93}$).

Химический состав колорадоита (%): Hg–60,04, Te–38,93: ($HgTe_{1,02}$).

Вейссит, риккардит, фробергит, мелонит встречаются в виде единичных зерен и связаны с минералами блеклорудно-теллуридной стадии.

Также на месторождении Кочбулак были выявлены *Вулканиит* ($CuTe$), *Теллурантимон* (Sb_2Te_3), минерал состава Au_2Te_5 .

Селен. Основным минералом носителем селена в рудах является пирит, блеклая руда, галенит, халькопирит. Содержания селена в галените 2,43–3,09%, золоте самородном 1,95%, блеклой руде 1,08–4,78% и в небольших количествах в алтаите, сильваните, теллуре самородном. Количества его в сульфидах золото-сульфидной ассоциации позволяет предположить наличие собственных минералов селена. Достоверно установлены: кавацулит. Отмечаются также находки других селенидов, таких как: лайтакарит, гуанахуатит и др.

Кавацулит ($Bi_{14}Te_{13}Se_8$) образует удлиненно-пластинчатые зерна, с ясной спайностью. Химический состав пересчитывается на формулу Bi_2Te_2Se , а известный в литературе минерал имеет формулу $Bi_{14}Te_{13}Se_8$. Пластинчатые зерна кавацулита располагаются обычно в оксидах теллура вдоль трещин в деформированном кварце. Размер зерен составляет 0,02–0,2 мм.

Лайтакариит Bi_4Se_2S с примесью теллура. Имеет свинцово-серый цвет. Ассоциирует с самородным Bi , халькопиритом, сфалеритом и др.

Гуанахуатит Bi_2Se_3 . В игольчатых кристаллах массивный, зернистый, листоватый или волокнистый. Голубовато-серый. Очень редкий (синоним селенобисмутит). Сходный, по рентгеновским данным, с теллуробисмутитом, из-за чего получил название «парагуанахуатит». Позднее на искусственном и природном материалах установили, что название «парагуанахуатит» излишне.

Таким образом, теллур, как элемент, дает соединения с водородом, кислородом, серой, железом, никелем, медью, сурьмой, золотом, ртутью, свинцом и с висмутом, как элемент – примесь содержится в таких главных минералах руд Кочбулака, как пирит, халькопирит, тетраэдрит, галенит, сфалерит. Наименьшее содержание теллура в галените-II (2 г/т), пирите-I (11 г/т), сфалерите (133 г/т). Максимальное содержание теллура установлено в тетраэдрите (18200 г/т). Средние содержания теллура, в рудах месторождения Кочбулак, характерны для халькопирита-II (1075 г/т), галенита-I (1375 г/т) и пирита-II (4660 г/т). В кварце теллур не установлен.

Селен, найден в теллуридах, имеет высокие содержания в пирите, галените, блеклой руде, установлен в самостоятельном минерале – кавацулите. Основным минералом носителем Se в рудах является пирит-II (608 г/т). Селен в кварце не установлен.

Список литературы

1. Вaleyшo C.O., Голощукoв П.М., Мансурoв М.М. Геология Кочбулакского рудного поля // Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент: Фан, 1969. С. 4–56.
2. Коваленкер В.А. Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан) // Геология рудных месторождений. Ташкент: 1997. Том 39. № 2. С. 127–152.
3. Маркова Э. А. Минералого-геохимические особенности золоторудных жил Кочбулакского рудного поля // Рудные формации и основные черты металлогении в Узбекистане. Ташкент: Фан, 1969. С. 57–69.
4. Рудные месторождения Узбекистана, Ташкент. ГИДРОИНГЕО. 2001. С. 240–245.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАКОМАТИИТОВ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Климовская Е.Е.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, klimeee@gmail.com

Введение. Коматииты раннедокембрийских зеленокаменных осадочно-вулканогенных комплексов, а также их интрузивные комагматы, являются перспективными на выявление в областях их развития месторождений и проявлений талькового камня. В литературе имеются упоминания о формировании тальк-карбонатных пород в коматиитах зеленокаменных поясов Норсман-Вилуна в Западной Австралии, Барбертон в Южной Африке, Абитиби в Канаде, Морро до Ферро в Бразилии, Шангани в Зимбабве, в Верховцевской, Сурской зеленокаменных структурах в Украине. На Карельском кратоне Фенноскандинавского щита известны месторождения и проявления талькового камня в зеленокаменных поясах Суомуссалми, Кухмо, в Каменноозерской, Хаутаваарской, Рыбозерской, Уросозерской зеленокаменных структурах. В пределах данных структур залежи тальковых пород приурочены к толщам переслаивающихся потоков коматиитов; линзам оливиновых мезо- и адкумулатов, сформированным при турбулентном характере излияния в центральных лавовых каналах; а также массивам ультрамафитов, комагматичным коматиитам.

Необычные физические свойства коматиитовых расплавов, включающие низкую вязкость и широкий температурный интервал, в течение которого единственной кристаллизующейся фазой является оливин (между ликвидусом и температурой кристаллизации других силикатных фаз), приводят к формированию широкого спектра составов и структурных разновидностей по-

род, обусловленного фракционированием и аккумуляцией оливина. Концентрации MgO в отдельных дифференцированных потоках могут варьировать более чем на 25 мас. % (в коматиитовых потоках района Алексо, Абитиби, Канада, содержание MgO меняется от 19 мас. % в спинифекс зоне до 45 мас. % в кумулятивной зоне) (Arndt et al., 2008).

Ввиду значительной изменчивости составов ультраосновных вулканитов коматиитового ряда важным является изучение особенностей карбонатизации коматиитов различного химического состава и выявление основных закономерностей образования в них различных природных типов талькового камня.

Объекты исследования. Исследования проводились в юго-западной части Костомукшской зеленокаменной структуры, на месторождении талькового камня Озерки и проявлении Пентинсуо, приуроченных к метакоматиитам рувинварской свиты контоксской серии мезоархея.

На месторождении Озерки метакоматииты формируют серию крутопадающих переслаивающихся дифференцированных, массивных потоков и лавобрекчий с редкими прослоями туфового материала. Первично магматические минералы в породах не сохраняются, метакоматииты представлены породами хлорит-амфиболового, (карбонат)-амфибол-тальк-хлоритового и карбонат-хлорит-талькового (тальковый камень) состава. На отдельных участках отмечается развитие флогопитизированных пород.

На проявлении Пентинсуо метаультрамафиты формируют крутопадающее пластообразное тело северо-восточного простирания, сложенное в центральной части метаперидотитами, к периферии сменяющимися массивными, подушечными лавами метакоматиитов, потоками коматиитовых и толеитовых metabазальтов. В центральной части проявления обнажаются массивные антигоритовые серпентиниты, образующие изометричное в плане тело размером 100×75 м. Серпентиниты рассечены карбонатными прожилками и по периферии переходят в хлорит-карбонат-тальковую породу (тальковый камень).

Методы исследования. Фактический материал по месторождению Озерки получен при документации керна скважин, пробуренных при поисково-оценочных работах на тальковый камень. На проявлении Пентинсуо пробы для исследования отобраны из естественных обнажений, из керна двух скважин, также проанализирован материал, полученный при пенетрационном бурении.

Минеральный состав исследуемых проб установлен методами оптической микроскопии, электронной микроскопии с приставкой для микроанализа, рентгенофазового и термогравиметрического анализа. Изучение морфологии и химического состава порообразующих минералов проведено на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy 350 (напряжение 20 кВ). Химический состав проб определен методом силикатного анализа в аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН.

Результаты и их обсуждение. Изучение минералого-петрографических особенностей метакоматиитов Костомукшской структуры показало, что образование талькового камня происходило в результате наложенных гидротермально-метасоматических процессов преобразования метаморфизованных ультрамафитов в тектонически ослабленных зонах под воздействием H_2O - CO_2 флюидов.

Наиболее ранним процессом преобразования ультрамафитов исследуемых объектов явилась серпентинизация на этапе регионального метаморфизма. На проявлении Пентинсуо первичная минеральная ассоциация перидотитов замещена антигоритом и магнетитом. В пределах участков месторождения Озерки ранний метаморфический парагенезис сохранился частично и в значительной степени замещен в результате наложенных процессов карбонатизации и оталькования.

Исследования метакоматиитов за пределами месторождения показали, что минеральная ассоциация метакоматиитов контролируется химическим составом соответствующих зон лавовых потоков. При концентрации MgO менее ~ 26 мас. % минеральный парагенезис представлен хлоритом, амфиболом (тремолит-актинолит) и магнетитом. Данный парагенезис характерен для кровельных и спинифекс зон в дифференцированных потоках метакоматиитов. При большем содержании MgO и отношении $MgO/(MgO+CaO) > 0.84$ породы сложены серпентином,

амфиболом, хлоритом и магнетитом. С ростом концентрации MgO , обусловленным увеличением содержания оливина в исходных коматиитах, возрастает количество серпентина в метаморфизованных разновидностях, при MgO более ~ 30 мас. % и $MgO/(MgO+CaO) > 0.92$ порода сложена преимущественно серпентином и магнетитом.

Следующий этап преобразования коматиитов носит локальный характер и связан с привнесением H_2O-CO_2 флюидов по проницаемым зонам северо-восточного направления.

На проявлении Пентинсуо в метапериidotитах серпентин замещается ассоциацией талька и брейнерита. Входящий в состав антигорита и хромшпинелидов глинозем связывается в хлорите. Ортокумулаты, отличающиеся повышенными содержаниями кальция и алюминия в интеркумулусной массе, преобразуются в доломит-хлорит-тальковые породы.

На месторождении Озерки вследствие неоднородности строения коматиитовой толщи установлена избирательная гидротермально-метасоматическая проработка пород под воздействием H_2O-CO_2 растворов в зависимости от вещественного состава протолита и удаленности от зоны тектоники.

При концентрации в растворе CO_2 , достаточной для формирования ассоциации талька и карбоната, образование талькового камня контролируется содержанием MgO в породе. В дифференцированных лавовых потоках тальковый камень образуется преимущественно в высокомагнезиальных кумулятивных зонах, отличающихся высоким содержанием серпентина, в кровельных и спинифекс зонах в различной степени сохраняется ранняя амфибол-хлорит-магнетитовая минеральная ассоциация. Тальк и карбонат формируются за счет разложения серпентина и амфибола. Содержание хлорита в тальковом камне контролируется концентрацией глинозема в соответствующих зонах потоков.

При определенной степени гидротермально-метасоматической проработки пород вариации состава хлорита, талька и карбоната в разрезе лавовых потоков обусловлены изменениями концентраций петрогенных элементов, в особенности содержания MgO в породе. Содержания MgO в породе проявляют положительную корреляцию с концентрациями Mg в хлорите и тальке; отрицательную с Fe в тальке, а также с Al и Fe в хлорите. На исследованных объектах карбонат ряда магнезит-сидерит образуется только в наиболее магнезиальных зонах за счет реакций с участием серпентина, в дифференцированных потоках содержание MgO выше ~ 28 мас. % и $CO_2/CaO > 1.7$. Отношение брейнерит/доломит увеличивается с ростом отношения $MgO/(MgO+CaO)$ в породе. Появление в метакоматиитах доломита (при отсутствии привноса растворами Ca) предшествует образованию брейнерита и его количество контролируется содержанием тремолита в породе.

На исследуемых объектах установлено увеличение железистости брейнерита, доломита, хлорита и в меньшей степени талька в направлении тектонически ослабленных зон, сопряженное с уменьшением содержания магнетита в породе (Климовская, Климовский, 2012) и переходом части окисного железа в закисное, что свидетельствует о возрастании кислотности среды и о восстановительных условиях минералообразования. Падение химического потенциала углекислоты может быть связано с уменьшением ее в растворах по мере проникновения в породы и взаимодействия с ними либо с общим падением давления раствора с удалением от зоны тектоники.

На участках распространения наиболее проработанных H_2O-CO_2 растворами пород в тектонически ослабленных зонах отмечается развитие карбонатов с пятнистой и концентрической зональностью, обусловленной различным содержанием сидеритового минала. Это может быть вызвано различной активностью CO_2 , изменением окислительно-восстановительного потенциала или кислотности-щелочности растворов (Коренбаум, 1967; Сазонов, 1975). Повышению железистости карбонатов способствует увеличение концентрации или давления углекислоты, снижению – увеличение щелочности растворов так же, как и окислительного потенциала.

Для брейнерита месторождения Озерки характерно нарастание доломита, замещение зерен по периферии и по трещинам спайности доломитом и кальцитом и выделение вдоль трещинок сидерита. На проявлении Пентинсуо вблизи тектонически ослабленных зон установлено заме-

щение зональных зерен брейнерита доломитом поздней генерации. Это свидетельствует о привносе гидротермальными растворами кальция на поздней стадии преобразования ультрамафитов. По кальцит-доломитовому геотермобарометру (Таланцев, 1981) условия преобразования пород на данной стадии оцениваются в 390–430 °С, 1–3 кбар. Образование кальцита происходит в более щелочных условиях, чем формирование карбонатов рядов доломит-анкерит и магнезит-сидерит (Сазонов, 1975).

Развитие флогопитизированных пород по низкомагнезиальным метакоматиитам и биотитов в составе реакционной зональности на контактах талькового камня с дайковыми телами основного состава и вмещающими metabазальтами указывает на повышенный химический потенциал калия в воздействующих гидротермальных растворах.

Выводы. На изученных объектах юго-западной части Костомукшской зеленокаменной структуры формирование талькового камня имеет полистадийный характер и связано с наложенными процессами преобразования высокомагнезиальных потоков метакоматиитов и коматиитовых метаперидотитов под действием углекислых растворов с привносом кальция и калия. Некоторые отличия вещественного состава талькового камня исследованных объектов отражают специфику коматиитов различных вулканических фаций.

Характерной особенностью залежей талькового камня, сформированного по переслаивающимся дифференцированным и массивным потокам коматиитов является невыдержанность по площади вещественного состава полезного ископаемого и возможное присутствие прослоев амфиболсодержащих пород. Ведущим природным типом талькового камня, приуроченного к мало-мощным потокам коматиитов удаленных от центра излияния фаций вулканизма, является карбонат-хлорит-тальковый. В более мощных проксимальных лавовых потоках возможно формирование талькового камня хлорит-карбонат-талькового и тальк-карбонатного типов.

Наиболее перспективными площадями для проведения поисковых работ являются области вблизи эруптивных центров, где возможно развитие обширных лавовых покровов, представленных адкумулатными дунитами; участки развития центральных лавовых каналов, сложенных мезокумулатными перидотитами; а также субвулканические аналоги коматиитов.

Список литературы

1. Климовская Е.Е., Климовский А.В. Геологическая природа магнитных аномалий на месторождении талькового камня Озерки (Костомукшская зеленокаменная структура). // Труды Карельского научного центра РАН. 2012. № 3. С. 78–86.
2. Коренбаум С.А. Минеральные парагенезисы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 455 с.
3. Сазонов В.Н. Лиственитизация и оруденение. М: Наука, 1975. 172 с.
4. Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М: Наука, 1981. 136 с.
5. Arndt N.T., Leshner C.M., Barnes S.J. Komatiite. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 467 p.

БАЗИТОВЫЕ ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ НА ВОСТОКЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Коробков Я.С.¹, Лыткин К.А.¹, Коробков И.Г.²

¹ВГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО) г. Мирный

²АО Росгеология Северо-западное ПГО г. Санкт-Петербург

В геологическом строении данного региона образования трапповой формации играют весьма значительную роль. Поля их развития только на дневной поверхности здесь составляют от 50 до 80% и более. На основании материалов наших многолетних специализированных исследований, выполненных в рамках алмазопроисловых и тематических работ, включающих изучение взаимоотношений данных магматитов с вмещающими осадками и между

собой, проведено районирование характеризующей территории и выделены палеовулканические структуры различного порядка.

При картировании и изучении вулканических структур на востоке Тунгусской синеклизы был использован значительный объем картографических и фактографических данных, в том числе и полученных авторами. Геологическую основу для предварительного районирования вулканоплутонических ассоциаций и оконтуривания отдельных вулканоструктур и их сближенных групп составили материалы геологических съемок масштабов от 1:50 000 до 1:500 000.

Для опознавания вулканоструктур использовалось дешифрирование космоснимков, поскольку за счет охвата значительных территорий на них достаточно уверенно определяются современные контуры даже самых крупных вулканоструктур. Для выделения вулканоструктур, на фоне широкого площадного развития эксплозивных и эффузивных образований, основное внимание при дешифрировании уделялось картированию крупных трапповых тел с выделением среди них тех массивов, которые наиболее характерны для эпицентральных частей вулканоструктур. В первую очередь, к ним относились мощные валлообразные и куполообразные интрузии в совокупности с кольцевыми и полукольцевыми дайками (Коробков, 2015). Внутреннее строение вулканоструктур исследовалось при проведении глубинного геологического картирования (ГГК) масштабов 1:50 000 и 1:200 000, а также по разрезам многочисленных структурных и поисковых скважин, которые проходились в рамках разномасштабных алмазописковых работ и сопровождалась комплексом геофизических исследований (магниторазведка, гравиразведка).

Представительный объем фактического материала и разработанные авторами методические приемы структурно-формационного анализа позволили выделить на востоке Тунгусской синеклизы более 80 вулканоструктур (Коробкова и др., 2017). Построение комплекта разномасштабных палеовулканических карт дало возможность провести районирование характеризующей территории с выделением отдельных групп, объединяющих пространственно сближенные однотипные вулканоструктуры, имеющие свои характерные особенности строения. Анализ латерального распределения этих групп показывает, что все они подчиняются единой схеме эволюционного развития. Она включает в себя процессы заложения и становления вулканоструктур (конструктивные этапы), а также последующие разрушения и размыв слагающих их вулканических и интрузивных образований (деструктивные этапы), вплоть до обнажения наиболее глубоких корневых частей, в том числе и самих подводящих каналов.

При этом установлено, что первоначальные процессы заложения и формирования вулканоструктур латерально развивались с запада на восток (рис. 1а, б), то есть от центра Тунгусской синеклизы к ее периферии. Последующие же деструктивные процессы зарождались на востоке вулканического поля и постепенно распространялись в западном направлении (рис. 1в).

В результате совокупности всех этих процессов, а также в зависимости от степени эродированности, сближенные группы однотипных вулканоструктур локализовались в изогнуто-линейные и секторальные зоны (Коробков и др., 2013).

Для определения в плане и в разрезе зон подводящих каналов кроме структурных были использованы и глубокие нефтепоисковые скважины, пройденные в пределах исследуемого региона. Выполненные построения показали, что подводящие каналы для выделенных вулканоструктур представляют собой серии восстающих интрузий, залегающих на разных стратиграфических уровнях венд-нижнепалеозойского структурного яруса (рис. 2).

Среди всего комплекса магматических пород, формирующих вулканоструктуры, интрузивные образования занимают главенствующее положение. Поля их развития, определяющие в целом и границы самих вулканоструктур, нередко имеют размеры от 2040 до 6080 км. Ведущую роль в площадном распределении основных объемов этих пород играет серия субмеридиональных грабенообразных структур, в пределах которых цепочечно располагаются подводящие каналы и эпицентральные области практически всех вулканоструктур рассматриваемой территории алмазонасных районов.

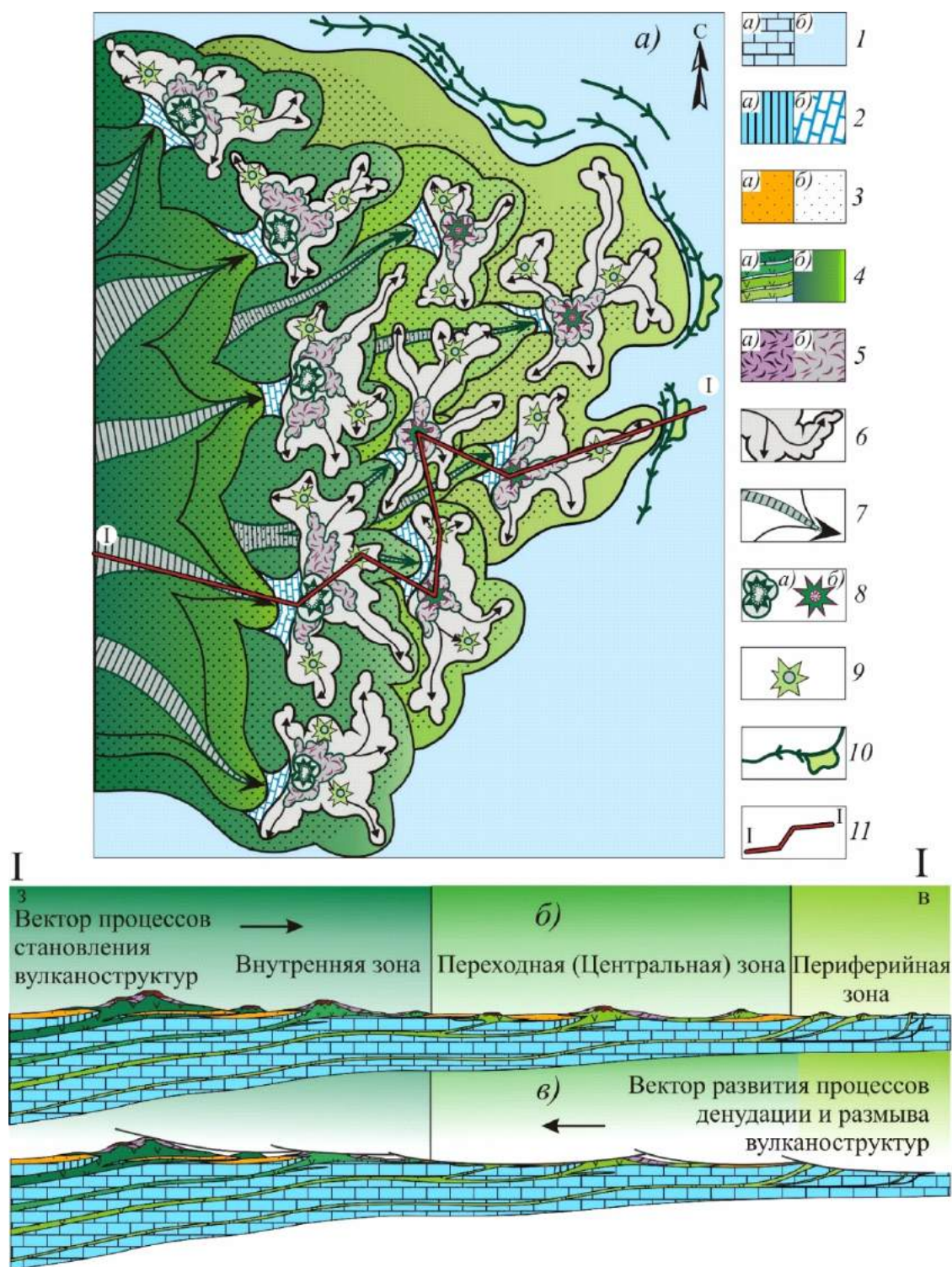


Рис. 1. Принципиальная схема процессов заложения, формирования (а; б) и деструкции (в) вулканоструктур на востоке Тунгусской синеклизы:

1 – терригенно-карбонатные отложения нижнего палеозоя: на разрезе (а), в плане (б); 2 – инъективные блоки пород нижнего палеозоя в зонах подводящих каналов: на разрезе (а), в плане (б); 3 – терригенные отложения верхнего палеозоя: на разрезе (а), в плане (б); 4 – разноглубинные внедрения интрузий долеритов: на разрезе (а), в плане (б); 5 – эксплозивные образования эпицентральных областей вулканоструктур: на разрезе (а), в плане (б); 6 – валобразные интрузии долеритов, их осевые линии и вектора движения магматического расплава; 7 – основные направления движения магматического расплава в зонах подводящих каналов; 8 – эпицентры вулканоструктур: многофокусные (а); однофокусные (б); 9 – эпицентры сателлитных вулканоструктур; 10 – корневые части эродированных вулканоструктур; 11 – линия разреза I – I

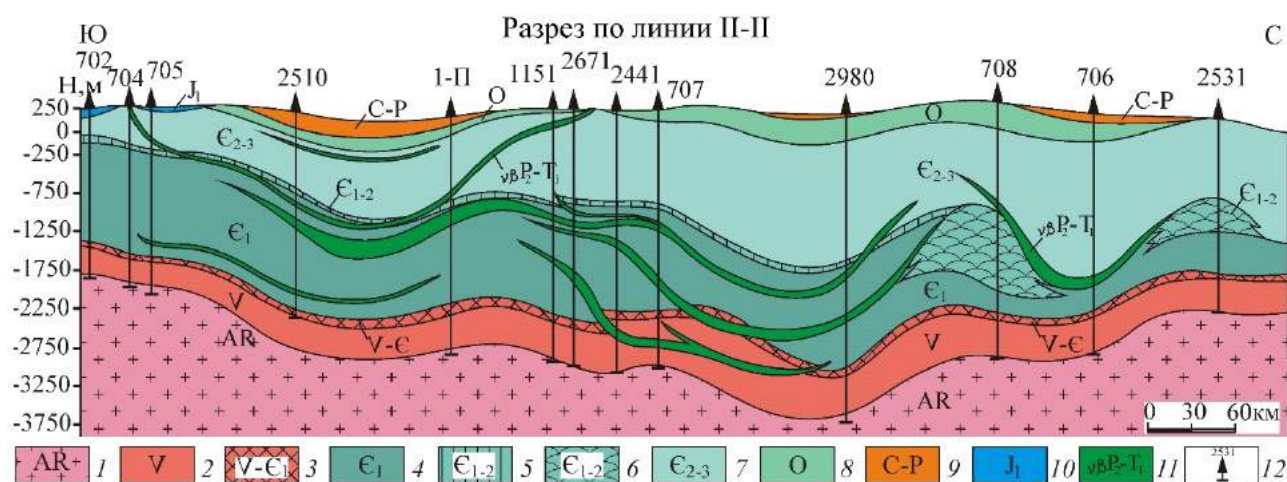


Рис. 2. Положение подводящих каналов вулканоструктур в разрезе осадочного чехла:

1 – породы кристаллического фундамента; 2 – отложения венда (бюкская, успунская, кудулахская свиты); 3 – венд-нижнекембрийские отложения (юряхская свита); 4 – отложения нижнего кембрия (билирская, сыгдахская, юрегинская, эльгянская, толбачанская, олекминская, чарская свиты); 5 – отложения нижнего-среднего кембрия (ичерская свита); 6 – отложения нижнего-среднего кембрия (айхальская рифогенная толща); 7 – отложения среднего-верхнего кембрия (метегерская, мирнинская свиты); 8 – отложения нижнего-среднего ордовика (балыктахская, станская свиты); 9 – отложения пермо-карбона (лапчанская, конекская, ботуобинская, айхальская, ахтарандинская, боруллойская свиты); 10 – нижнеюрские отложения (укугутская свита); 11 – полого восстающие интрузивные тела долеритов – подводящие каналы вулканоструктур; 12 – нефтепоисковые скважины и их номера

Морфология трапповых тел на исследованной территории довольно сложная. Большинство из них представляют собой неправильные залежи, характеризующиеся раздувами и сужениями, часто с резкими перепадами мощностей. Нередко наблюдаются апофизы и дайкообразные ответвления от основного тела, связанные с зонами круто падающих тектонических нарушений.

Характер контактов интрузивных тел с вмещающими породами всегда резкий. При этом нижние контакты, как правило, ровные или слабоволнистые. В верхних контактах нередко наблюдаются сложные ломаные поверхности вплоть до образования автобрекчий за счет дробления эндоконтактовых частей интрузий.

Внедрение интрузий происходило после образования туфовой толщи, о чем свидетельствуют активные, горячие контакты с ней, а также инъекции, дайкообразные ответвления и мало-мощные апофизы среди туфогенных образований. В отдельных случаях интрузивные тела, секущие туфовую толщу, имеют мощность до 30–50 м и более. При этом их воздействие в зоне контакта на туфы часто приводит к появлению так называемых «черных» туфов, нередко имеющих автобрекчированное строение. В краевых частях вулканических структур, где интрузии внедряются в верхнепалеозойские отложения, характер их контактов часто изменяется от полого секущего (10–15°) до круто воздымающегося (45–60°). При переходе интрузий от субгоризонтального залегания до секущего, они почти всегда образуют апофизы и расслаиваются на несколько тел. Изучение характера распределения мощностей этих интрузий показывает, что он обусловлен динамикой и направлением внедрения. Так, участки повышенной мощности имеют в плане вытянутые валообразные, иногда слабоизогнутые формы, ориентированные длинной осью вдоль направлений, по которым происходило внедрение основных объемов магматических расплавов (Коробков и др., 2017).

Наиболее полная характеристика всех типов пород интрузивного комплекса на востоке Тунгусской синеклизы была получена при проведении глубинного геологического картирования и широкомасштабных алмазопромышленных работ с применением значительных объемов бурения. Проведенные исследования показали, что степень дифференциации интрузий весьма различна и зависит, в первую очередь, от их мощности, а также удаленности от подводящих каналов. В эпицентрах крупных вулканоструктур эти интрузии формируют наиболее мощные и сложнодифферен-

цированные массивы, которые по набору пород, особенностям пневматолитово-гидротермальной минерализации, характеру и степени контактового метаморфизма сопоставляются, согласно схеме ВСЕГЕИ, с кузьевским типом интрузий. Здесь среди мощных горизонтов основных дифференциатов, которые определяют особенности вещественного строения массивов, часто отмечается петрографическая неоднородность пород, обусловленная шлировыми обособлениями и слоями более крупнозернистых разновидностей. По удалению от эпицентров вулканических структур, где мощности массивов уменьшаются до 200–280 м, соответственно снижается и степень их дифференциации. Последняя выражается в приуроченности богатых оливином пород – троктолит-долеритов к подошвенной, кварцсодержащих к центральной и кварцевых долеритов и габбродолеритов к верхним частям интрузий. По степени дифференциации эти участки интрузивных массивов уже соответствуют ангарскому типу интрузий. И наконец, периферийные части тех же интрузивных массивов имеющие мощность от 10–30 м до 50–100 м по степени дифференциации относятся уже к катангскому типу интрузий. Они просты по своему строению и сложены однообразными по составу долеритами, различающимися лишь по степени зернистости.

Список литературы

1. Коробков И.Г. Тектоника, палеогеография и базитовый вулканизм алмазоносных районов восточного бор-та Тунгусской синеклизы. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. – 353 с.
2. Коробков И.Г., Евстратов А.А., Мильштейн Е.Д. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных р-нов восточного бор-та Тунгусской синеклизы / отв. ред. А.А. Поцелуев. – Томск: СГТУ, 2013. – 270 с.
3. Коробков Я.С., Коробкова А.И., Коробков И.Г., Лыткин К.А. Механизм внедрения и формирования ин-трузий долеритов различных петромагнитных групп палеовулканоструктур // Молодежь и научно-технический прогресс в современном мире: Сборник докладов VIII всероссийской научно-практической конференции сту-дентов, аспирантов и молодых ученых, Мирный, 2017 / Общ. ред. А.А. Гольдман, А.А. Егорова, А.С. Семёнов; Политехнический институт (филиал) ФГАОУ ВО «Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Ам-мосова» в г. Мирном. – М.: Издательство «Перо», 2017. – 526 с.
4. Коробкова А.И., Коробков Я.С., Коробков И.Г., Лыткин К.А. Методика картирования базитовых вулкано-структур на востоке Тунгусской синеклизы // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофи-зике: материалы IV Всероссийской молодежной научной конференции. – Улан-Удэ: Издательство Бурятского го-сударственного университета, 2017. – 200 с.

ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ АЛМАЗОВ НА ВОСТОКЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Лыткин К.А.¹, Коробков И.Г.²

¹АК «АЛПРОСА» (ПАО), Вилуйская ГРЭ (г. Мирный), kotmail93@mail.ru

²АО «Росгеология», АО «Северо-Западное ПГО» (г. Санкт-Петербург)

Основной объем алмазов и их спутников-минералов в разрезе верхнего палеозоя на вос-токе Тунгусской синеклизы сосредоточен в отложениях ботуобинской свиты (C₂₋₃bt). Рас-смотрение литолого-фациальных особенностей продуктивных толщ показывает, что они под-чиняются общей схеме генетического ряда, согласно которой от области размыва к области аккумуляции происходит постоянная и последовательная смена отложений от элювиальных, делювиальных и аллювиальных к дельтовым и бассейновым осадкам. Преобладающее разви-тие в плане отдельных фациальных обстановок и фациальных комплексов (группы генетиче-ски родственных фаций) для нижних, наиболее продуктивных частей каменноугольного раз-реза, определяется их тесной взаимосвязью с подстилающими формами восстановленного рельефа. Анализ этой взаимосвязи и характер латерального распределения фациальных ком-плексов в пределах наиболее изученной бурением южной части региона свидетельствует о формировании продуктивных на алмазы отложений в трех последовательно сменяющихся

к западу палеоландшафтных зонах: возвышенная денудационная, низкая полого холмистая, низменная аллювиальная равнины (рис. 1) Каждая из этих зон характеризуется соответствующим преобладанием определенного набора фациальных обстановок, основными из которых являются делювиальные, пролювиальные и аллювиальные (Коробков, 2006).

Возвышенная денудационная равнина характеризуется холмисто-грядовой поверхностью с отметками восстановленного рельефа от 80 до 130 м. В пределах ее наиболее высоких участков широко распространены элювиальные образования, развитые на эродированной поверхности терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. Максимальная мощность их здесь нередко достигает 25–30 м. На более низких гипсометрических уровнях в пределах пологих склонов накапливаются маломощные делювиально-коллювиальные и делювиально-пролювиальные дресвяно-щебнистые и песчано-алевритно-глинистые отложения раннеботуобинского возрастов.

В пределах низкой полого холмистой равнины с отметками 40–80 м располагаются верховья практически всех наиболее протяженных палеодолин. В разрезе господствующих здесь отложений развиты фации песчано-алевритовых и глинистых пролювиальных осадков временных водотоков. В наиболее пониженных частях палеорельефа появляются фации гравийно-галечных пролювиально-аллювиальных осадков временных водотоков, а также фрагментарно картируются пойменные образования. В непосредственной близости от известных кимберлитовых тел Мирнинского поля комплекс пролювиальных и пролювиально-аллювиальных осадков содержит повышенные концентрации минералов-спутников, в том числе и погребенные промышленные россыпи алмазов. Формирование продуктивных алмазоносных толщ в пределах палеоландшафта низменной аллювиальной равнины (отметки 0–40 м) в фациальном отношении было наиболее разнообразным. В первую очередь это связано с зарождением и развитием здесь разветвленной системы палеоводотоков самого различного порядка (Коробкова и др., 2017).

В переуглубленных частях палеодолин в составе продуктивных отложений уже широко представлены фации гравийно-галечных пролювиально-аллювиальных и фации песчано-алевритовых и глинистых пролювиальных осадков временных водотоков, а также фации песчано-галечных аллювиальных осадков постоянных водотоков в комплексе с фациями песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых осадков поймы.

Так, в наполнении палеодолин крупных транзитных рек I порядка принимают участие фации песчано-гравийно-галечных (до валунных) осадков русла, закономерно сменяющиеся в поперечном профиле и вверх по разрезу фациями песчаных и песчано-гравийно-галечных осадков кос и прирусловых отмелей.

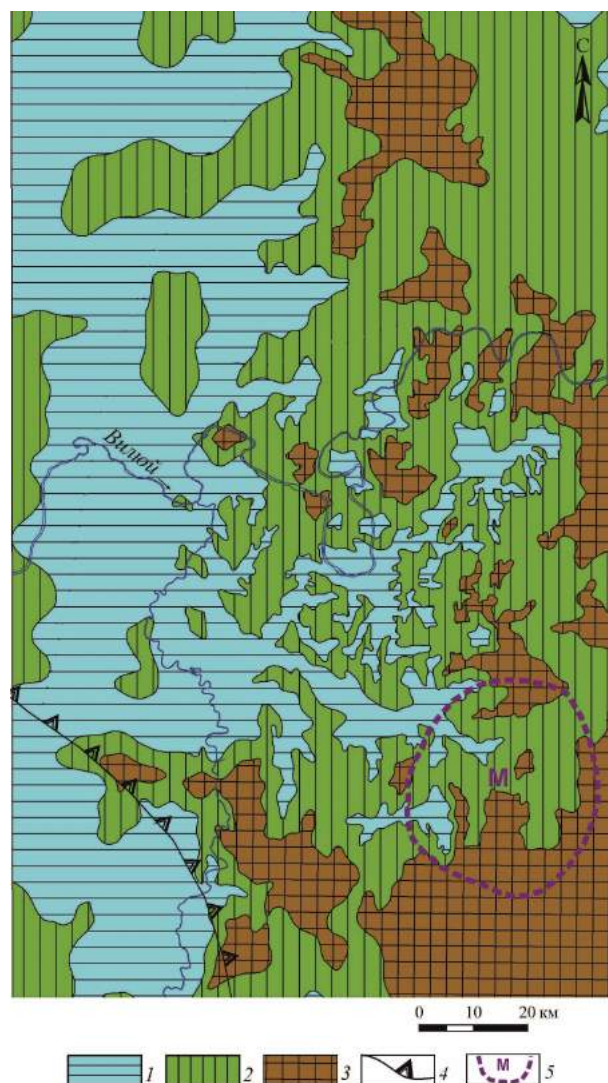


Рис. 1. Карта распределения палеоландшафтных зон южной части региона:

1 – низменная аллювиальная равнина; 2 – низкая полого холмистая равнина; 3 – возвышенная денудационная равнина; 4 – граница Якутской алмазоносной провинции; 5 – контур Мирнинского (М) кимберлитового поля

На отдельных участках среди руслового комплекса выделяются песчано-гравийные и гравийно-галечные осадки стрежневого аллювия. Подобное строение руслового фациального комплекса, но соответственно в меньших масштабах характерно и для палеоводотоков II порядка. Более слабая гидродинамика водотоков III порядка обусловила доминирование здесь фаций песчаных осадков русла и крайне ограниченное распространение песчано-гравийных осадков стрежневого аллювия.

Особо следует подчеркнуть, что именно комплексы русловых фаций палеоводотоков II и III порядков (за исключением участков развития стрежневого аллювия) несут в плане алмазности основную нагрузку коллекторских свойств, формируя на исследованной территории ряд высококонтрастных ореолов кимберлитовых минералов. В пределах долин всех палеоводотоков русловой комплекс полностью или частично перекрывается фациями песчаных, песчано-алевритовых и глинисто-алевритовых осадков поймы. На склонах отдельных водораздельных пространств и локальных возвышенностях аллювиальной равнины развиты фации дресвяно-щебнистых и песчано-алеврито-глинистых делювиально-пролювиальных осадков.

Рассматривая в целом разрез каменноугольных отложений, следует отметить, что наиболее заметное качественное изменение их фациальной природы происходит на границе раздела нижней и верхнеботуобинской подсвет, когда на смену континентальной группы фаций приходят бассейновые (Коробкова и др., 2017).

Начавшаяся широкая ингрессия эпиконтинентального бассейна на низменную аллювиальную равнину привела к подтоплению основной части раннеботуобинских палеоводотоков. На западе и северо-западе территории на некотором удалении от берега появляются фации открытого подвижного мелководья бассейна, постепенно сменяющиеся к востоку фациями слабоподвижного мелководья.

В прибрежной зоне бассейна на границе с низкой полого холмистой равниной и вдоль береговой линии островной суши развиваются фации застойного заливно-лагунного мелководья.

Продолжающееся наступление бассейна на восток приводит и к значительному подтоплению полого холмистой равнины, что находит свое отражение в появлении на этом уровне фаций слабоподвижного и застойного мелководий бассейна, непосредственно перекрывающих ранее сформированные здесь пролювиальные и аллювиально-пролювиальные комплексы осадков. Участки развития фаций застойного мелководья бассейна достигают склонов возвышенной денудационной равнины, выклиниваясь на отметках более 80 м. Данная латеральная смена фациальных комплексов с запада на восток от подвижного до слабоподвижного и застойного мелководий бассейна находит свое полное зеркальное отражение и в вертикальном разрезе верхнеботуобинской подсветы, лишней раз подчеркивая универсальность закона Головкинского-Вальтера.

В унаследовано развивающихся частях долин наиболее крупных палеоводотоков в приграничной области между низменной аллювиальной и низкой полого холмистой равнинами широко развит фациальный комплекс дельтовых образований. Он представлен соседствующими по латерали фациями гравийных и песчано-гравийных осадков ее центральных частей, а также фацией песчаных, песчано-алевритовых и алеврито-глинистых осадков краевых частей дельты. Образования дельтового комплекса граничат в плане и сменяются в вертикальном разрезе фациями осадков слабоподвижного и открытого подвижного мелководий бассейна.

Фации бассейнового и дельтового комплексов имеют на изученной территории весьма слабые коллекторские свойства. Находки разрозненных минералов-спутников или их ограниченные скопления представлены довольно изношенными зернами пиропов, иногда пикроильменитов мелких гранулометрических классов.

Из приведенного фациального состава каменноугольных отложений видно, что распределение областей бассейнового и континентального осадконакопления обусловлено палеоландшафтными зонами, тесно связанными с крупными морфоструктурными элементами (ступенями) восстановленного рельефа. При этом для нижних, наиболее продуктивных частей разреза (нижнеботуобинская подсвета) смена фациальных комплексов во многих случаях напрямую

зависит от характера распределения мелких элементов ландшафта – долин палеоводотоков, локальных депрессионных форм возвышенных водораздельных участков и т.д. В латеральном направлении с востока на запад для этой части разреза в целом характерен следующий фациальный ряд осадков: элювиальные и делювиально-пролювиальные (возвышенная денудационная равнина), пролювиальные и пролювиально-аллювиальные (низкая полого холмистая равнина), аллювиальные (низменная аллювиальная равнина). Для верхнеботуобинских отложений смена фациального состава с востока на запад приводит к образованию континентально-бассейнового ряда от делювиальных (возвышенная равнина) до дельтовых фаций (полого холмистая и частично низменная аллювиальная равнины) и осадков открытого бассейна (западная часть низменной равнины).

Таким образом, выполненные исследования свидетельствуют о том, что накопление каменноугольных продуктивных на алмазы отложений происходило в трех палеоландшафтных зонах: возвышенная денудационная, низкая полого холмистая, низкая аллювиальная равнины.

Список литературы

1. Коробков И.Г. Геология и фации верхнепалеозойских отложений алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы / Под ред. В.В. Гавриленко. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2006. 164 с.
2. Морфоструктуры нижнепалеозойского плотика каменноугольной эпохи россыпеобразования алмазов на востоке Тунгусской синеклизы / Коробкова А.И., Коробков Я.С., Лыткин К.А., Коробков И.Г. // VIII Всероссийская научно-практич. конф. «Молодежь и научно-технический прогресс в современном мире»: Материалы докл. // Под общ. ред. А.А. Гольдман. – М.: Изд-во «Спутник +», 2017.
3. Фациальные обстановки осадконакопления каменноугольных алмазоносных отложений Слюдякарского кимберлитового поля / Коробкова А.И., Коробков И.Г., Лыткин К.А., Коробков Я.С. // VIII Всероссийская научно-практич. конф. «Молодежь и научно-технический прогресс в современном мире»: Материалы докл. // Под общ. ред. А.А. Гольдман. – М.: Изд-во «Спутник +», 2017.

КОМПЛЕКСНЫЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ АЛТЫНТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ)

Норматов У.А., Мамарозиков У.Д.

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз, utkir.normatov@bk.ru

В Алтынтауском рудном поле пегматитовая жила с высоким содержанием берилла («Берилловая жила») обнаружена на левом склоне правого составляющего Селеная около 0,2 км от его устья. Превышение рудного участка над долиной составляет всего 50–60 м. Участок сложен углеродисто-глинистыми сланцами и их ороговикowanными разностями. Азимуты падения пород северо-восточные (70–85°) с углами падения 70°. Местами сланцево-роговиковая толща сильно деформирована, поэтому иногда азимут и угол падения слоев меняется довольно резко.

Пегматитовая жила с азимутами падения от 70 до 85° с углами 40–85°. Суммарная протяженность жилы более 100 м при максимальной мощности 1,5–4,5 м. Она приурочена к дайкообразному телу пегматитоидного микроклин-альбитового лейкогранита.

Следует отметить, что по простиранию пегматитовое тело пережимается и в целом представлено системой соединяющихся между собой линз, ведущих себя непостоянно ни по падению, ни по простиранию.

Воздействие флюидонасыщенного пегматитового расплава на вмещающие углеродисто-глинистые сланцы приводит к осветлению, ороговикованию и к образованию кварц-мусковитового агрегата гранобластовой структуры, содержащего до 60% мусковита. Отдельные кварц-мусковитовые прожилки могут наблюдаться на расстоянии до нескольких метров от пегматитовых тел. Мусковитизация, как правило, сопровождается появлением небольших количеств апатита.

Внутреннее строение микроклин-альбитовой пегматитовой жилы характеризуется высокой степенью дифференциации – на отдельных участках жилы можно выделить три зоны, последовательно со стороны вмещающих пород к центру жилы: 1) зона кварц-альбит-мусковитовой (грейзенизированной) породы; 2) зона средне-кристаллического кварц-микроклин-альбитового пегматита и 3) зона блокового кварц-микроклин-альбитового пегматита, развитая в центральной части жилы.

Пегматитовая жила обладает наибольшим разнообразием минерального состава. Главными минералами являются кварц, микроклин и альбит, мусковит, по которым можно отнести данную пегматитовую жилу к микроклин-альбитовому петрогенетическому типу. Второстепенные минералы представлены биотитом, апатитом, гранатом. Данная пегматитовая жила характеризуется также наибольшим разнообразием редкометалльной минерализации. Из редкометалльных минералов им характерны танталит-колумбит, берилл, оловотанталит, касситерит, рубидий и цезийсодержащие мусковит и многие другие. Богато представлены разнообразные акцессорные и гипергенные минералы.

Из редких элементов практическое значение в них имеют бериллий, тантал и ниобий, олово, редкощелочные металлы (рубидий и цезий) и др. (см. табл. 1). По литературным данным, пегматиты подобного (микроклин-альбитового) типа характеризуются высокой комплексностью минерального сырья. Очень многие жилы одновременно содержат три, четыре и даже шесть редких элементов, образующих промышленные концентрации. Подобные петрогенетические типы пегматитов являются источником добычи не менее 75% всего получаемого в мире бериллового концентрата (Бериллиевые руды, 2007).

Таблица 1. Результаты ИСР-масс-спектрометрического анализа пегматитоидного лейкогранита и приуроченной к нему берилловой пегматитовой жилы (Алтынтуское рудное поле), в г/т

№	Na	Mg	Al	P	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe
1*	25000	18700	80500	930	25000	29600	4500	90	83	1000	46500
2	56000	1100	91000	5000	38000	23000	120	280	150	230	3000
3	13000	1300	71000	2200	80000	10000	310	320	160	200	3700
4	18000	1700	36000	3400	53000	14000	320	300	160	180	5300
№	Co	Ni	Ba	Sr	Li	Rb	Cs	Be	Nb	Ta	Sn
1*	18	58	650	340	32	150	3,7	3,8	20	2,50	2,5
2	2,1	13	520	960	24	490	33	120	36	100,00	32
3	1,8	18	850	140	37	970	48	220	95	61,00	110
4	2,9	24	1500	330	29	520	35	650	51	33,00	52
№	Mo	W	Cu	Zn	Pb	Tl	Sc	Y	La	Ce	Pr
1*	1,1	1,30	47	83	16	1,00	10	29	29	70	9
2	1,1	2,60	35	15	23,00	3,00	5,3	190	1,5	3,1	0,89
3	1,3	1,20	26	21	30,00	6,00	5,6	6,9	1,5	1,80	0,22
4	1,6	1,70	29	21	31,00	3,10	4,3	11,0	1,6	2,10	0,32
№	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1*	37	8	1,3	8	4,3	5	1,7	3,3	0,27	0,33	0,08
2	12	18	8,5	19	4,9	28	6,3	17	3,3	20	2,10
3	1,10	0,70	0,56	0,62	0,18	0,96	0,22	0,60	0,091	0,63	0,061
4	2,00	1,40	1,30	1,10	0,29	1,80	0,33	0,85	0,15	1,10	0,11
№	As	Se	Sb	Te	Ag	Re	Pt	Zr	Hf	Th	U
1*	1,7	0,05	0,5	0,01	0,07	0,0007	0,005	170	1,00	13	2,5
2	36	9,2	0,50	0,27	0,3	0,014	0,017	20	0,81	0,47	63
3	34	9,6	0,96	0,68	1,5	0,0036	0,51	370	12,00	2,00	27,00
4	20	9,7	0,48	0,20	1,0	0,0049	0,022	54	1,40	1,70	6,30

Примечание: 1* – кларки элементов в земной коре (по Виноградову, 1962); 2 – пегматитоидный лейкогранит (старая канава по «берилловой» пегматитовой жиле, проба № Ж-139/13); 3 и 4 – зальбанд (проба № Ж-139/13) и центральная часть (проба № Ж-141/13) «берилловой» пегматитовой жилы.

Первая зона расположена в грейзенизированных зальбандовых частях между второй зоной и вмещающей породой и имеет мощность 20–40 см. Макроскопически порода светло-серого цвета и сложена преимущественно кварцем, мусковитом, альбитом и наблюдается берилл и гранат.

Берилл в грейзенизированной кварц-мусковитовой зоне (зальбанде) представлен в виде хорошо ограненных кристаллов гексагональной формы, достигающих размера 1–4 см, редко больше. Минерал зеленоватого или желтоватого цвета и очень редко наблюдаются мелкие кристаллики прозрачной разновидности (рис. 1). Берилл в описываемой зоне распределяется весьма неравномерно в виде единичных кристаллов, в редких случаях дает гнездообразные скопления. Минерал содержит около 14% BeO (табл. 2). Ручная выборка его вполне возможна, но извлечение не превышает половину от всего количества, ввиду мелких размеров кристаллов. Содержание бериллия в этой зоне на верхних горизонтах достигает 120–650 г/т (табл. 1) при весьма неравномерном гнездовом распределении.

Характер распределения берилла в этой зоне неравномерный. Весь берилл в зоне приурочивается только к гнездам альбита; в микроклине берилл совершенно отсутствует.

Во второй зоне макроскопического оруденения не наблюдается. Эта зона представлена розовато-сероватым среднекристаллическим пегматитом, состоящим из полевых шпатов кварца и мусковита.

Центральная часть пегматитового тела состоит из крупнокристаллического кварца, полевых шпатов, меньше мусковита. Среди указанных порообразующих минералов наблюдается берилл и танталоколумбит. Берилл в этой зоне встречается неравномерно и образует гнездообразные скопления, а также единичные кристаллы. Минерал окрашен, преимущественно, в светлые, реже в слабо-зеленоватые тона.

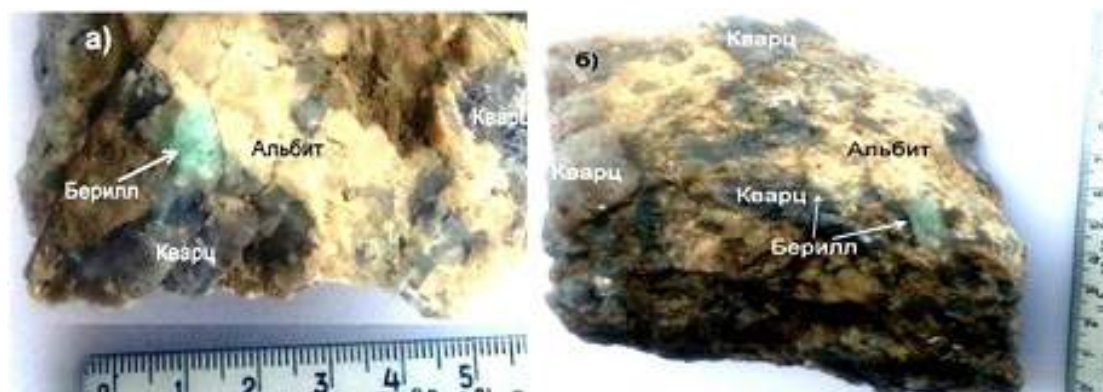


Рис. 1. Характер распределения берилла в кварц-альбитовой массе пегматита («Берилловая» пегматитовая жила, Алтынтау)

Таблица 2. Химический состав берилла и хризоберилла «Берилловой» пегматитовой жилы (Алтынтауское рудное поле), в %

Окислы	Желтовато-белый берилл	Бледно-зеленый берилл		Хризоберилл, зеленовато-желтый	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	65,48	65,36	65,51	0	0
Al ₂ O ₃	15,94	17,94	17,78	81,26	83,96
Fe ₂ O ₃	1,35	0,35	0,21	0	0
Cr ₂ O ₃	следы	следы		0,16	0,14
MgO	0,15	0,2	0,69	0	0
CaO	0,24	0,26	0	0	0
SnO ₂	0	0	0	0,12	0,11
BeO	14,34	14,46	16,81	18,46	16,79

Примечание: 1–3 – результаты химического анализа (Бабаев 1954); 3–5 – результаты микрозондового анализа, в них приведены статистически пересчитанные содержания BeO в минералах (по данным авторов).

Распределяются тантал и ниобий в зонах изучаемой нами берилловой пегматитовой жиле неравномерно. Кроме бериллия в них определены высокие содержания ниобия в дайке пегматитоидного лейкогранита, зальбанде и центральной части берилловой пегматитовой жилы (36 г/т, 95 г/т; 51 г/т; или Nb_2O_5 – 0,005%, 0,014%, 0,007% соответственно), тантала (100 г/т, 61 г/т, 33 г/т; или Ta_2O_5 – 0,0122%, 0,0074%, 0,0007% соответственно). Степень неравномерности возрастает в тех зонах, где танталит-колумбит имеет более крупные размеры, т. е. обычно в центральных зонах.

Согласно Н.А. Солодову (Солодов 1959), мировые запасы ниобия и тантала, представленные пегматитовыми месторождениями, распределяются следующим образом (в скобках указаны средние содержания Nb_2O_5 и Ta_2O_5 в %): на микроклиновые пегматиты приходится 3,9% (0,006; 0,004), на микроклин-альбитовые – 59,2% (0,011; 0,018), на альбитовые – 9,4% (0,014; 0,017) и на альбит-сподуменовые – 27,5% (0,010; 0,007).

Из минералов тантала и ниобия основное практическое значение в микроклин-альбитовых пегматитах имеет танталоколумбит (рис. 2). Он встречается во всех кварц-альбитовых, альбитсодержащих и слюдяных зонах и практически отсутствует лишь в существенно микроклиновых. Данное явление полностью согласуется с результатами исследований И.В. Александрова (Александров, 1973) по экспериментальному моделированию образования тантало-ниобатов; накопление и осаждение ниобия и тантала в пегматитовом процессе зависит от многих факторов, например от содержания калия и натрия. Калий способствует накоплению ниобия и тантала в растворах и не способствует образованию колумбит-танталита, натрий способствует осаждению ниобия и тантала и развитию колумбит-танталита.

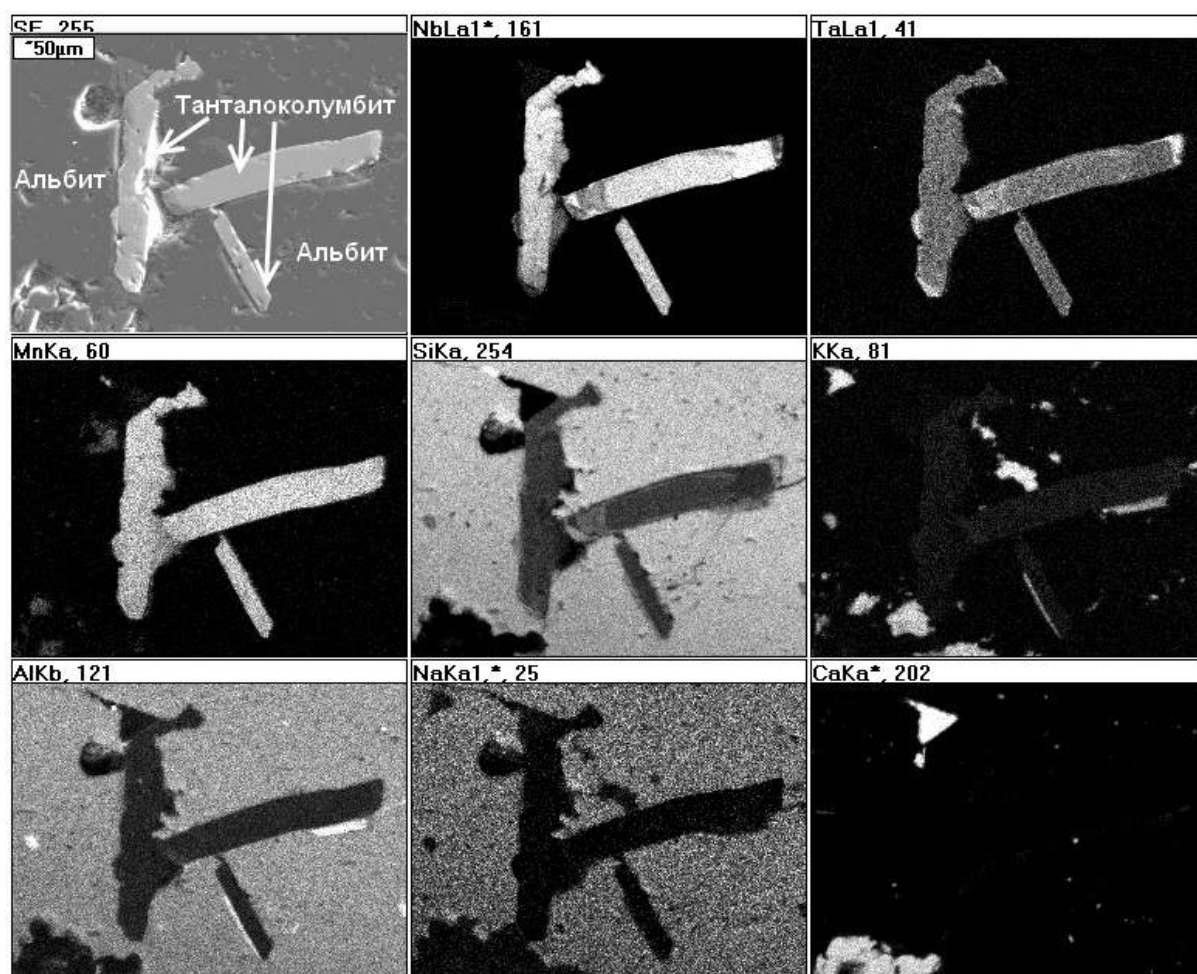


Рис. 2. Растровый снимок формы нахождения марганцевого танталоколумбита в альбите (аншлиф №Ж-139/13, берилловая пегматитовая жила, Алтынтауское поле)

В изучаемой жиле цвет танталоколумбита варьирует от черного в железистых разностях до красновато-коричневого у марганецсодержащих танталоколумбитов, соответственно и цвет черты изменяется от буро-черной до желтовато-коричневой. Колумбит встречается редко в виде отдельных единичных зерен, имеющих форму мелких пластинок и ксеноморфных зерен, достигающих размера 0,2–0,3 мм, приуроченных к кварц-мусковитовой и центральной зонам рудного тела.

По данным Н.А. Солодова и др. (Солодов, 1980) промышленные типы редкометалльных пегматитов содержат 0,1% рубидия и 0,04% цезия. Рубидий и цезий, в изучаемой «берилловой» пегматитовой жиле также обладают наивысшими концентрациями. Среднее содержание окиси рубидия и цезия в жилах достигает 0,1%, что, по-видимому, является наивысшим среди природных образований. Рубидий, как известно, не образует собственных минералов, рассеиваясь в основном в калиевых (микроклин, слюды) минералах. В соответствии с этим, высокое содержание окиси рубидия (1,3–1,5% и более) наблюдается в мусковитах кварц-мусковитовой зоны «берилловой» жилы Алтынтауского поля. Высокое содержание рубидия в мусковите, добыча которого не составляет больших затруднений, позволяет ставить вопрос об изучении возможностей попутного извлечения рубидия из этого минерала. Минералом-концентратором цезия в данной жиле является апатит. Микрозондовым анализом в них определено содержание Cs_2O – 1,7–1,9%.

Среди грейзенизированной эндоконтактовой зоны (зальбанде) берилловой пегматитовой жилы довольно часто встречается минерал олова – касситерит. Последний ассоциирует с мусковитом, кварцем и меньше с полевым шпатом. Касситерит представлен зернами неправильной формы. Минерал окрашен в черные и темно-коричневые цвета. Под микроскопом касситерит имеет буровато-оранжевые и зеленоватые тона интерференции, причем цвета интерференции, как и плеохроизм, распределяются пятнисто, в большинстве случаев образует простые двойники. В эндоконтактовой (зальбанд) зоне берилловой пегматитовой жилы Алтынтау содержание олова – 0,011% (или 110 г/т). Такое содержание полностью удовлетворяет современные требования к комплексным рудам олова. Согласно современным требованиям, предъявляемых к оловянным рудам при разработке комплексных месторождений, извлечение касситерита осуществляют при содержании олова в руде от 0,01–0,02% и выше.

По данным ИСР-масс-спектрометрического анализа содержание бериллия в пегматитовом лейкограните и приуроченной к нему пегматитовой жиле составляет: в лейкограните – 120 г/т (или BeO – 0,02%); зальбанде – 220 г/т (или BeO – 0,04%) и центральной части пегматитовой жилы – 650 г/т (или BeO – 0,12%) (см. в табл. 1). Кроме бериллия в них определены высокие содержания ниобия (36 г/т, 95 г/т; 51 г/т; или Nb_2O_5 – 0,005%, 0,014%, 0,007% соответственно), тантала (100 г/т, 61 г/т, 33 г/т; или Ta_2O_5 – 0,0122%, 0,0074%, 0,0007% соответственно), олова (32 г/т, 110 г/т, 52 г/т; или SnO_2 – 0,0041%, 0,014%, 0,0064% соответственно), рубидия (490 г/т, 970 г/т, 520 г/т; или Rb_2O – 0,054%, 0,106%, 0,057%) и цезия (33 г/т, 48 г/т, 55 г/т; или Cs_2O – 0,0034%, 0,0051%, 0,0052%). В пробах, взятых из данной пегматитовой жилы, максимальное содержание $\text{Ta}_2\text{O}_5 + \text{Nb}_2\text{O}_5$ определяется равное 0,02%.

Согласно современным требованиям к бериллиевым рудам (Бериллиевые руды, 2007) по содержанию BeO выделяют богатые >0,6%, рядовые 0,3–0,6%, бедные 0,1–0,3% и убогие 0,04–0,10% руды. Для собственно бериллиевых месторождений минимальное промышленное содержание в рудах соответствует 0,20–0,35% BeO ; из комплексных руд Be в ряде случаев рентабельно извлекать и при более низком содержании – до 0,05–0,10% BeO . В нашем случае содержание бериллия в изученной пегматитовой жиле (650 г/т или BeO – 0,12%) полностью удовлетворяет требование к комплексным бериллиевым рудам.

Таким образом, описываемая пегматитовая жила, как бериллиевое рудное тело, представляет интерес и нуждается в разведочных и оценочных работах на данной площади. Несомненно, что с глубиной также выяснится поведение комплексного танталоколумбитового, оловянного и редкощелочнометалльного оруденения. При обнаружении подобных пегматитовых жил могут представить интерес как крупный объект (месторождение) комплексной бериллиевой руды, с промышленными содержаниями танталониобатов, олова и редкощелочных металлов.

Список литературы

1. Александров И.В. Модели эндогенных тантал-ниобиевых оруденений. М.: Наука, 1973. – 148 с.
2. Бабаев К.Л. Петрография Алтынтауского гранитоидного массива. Ташкент: Изд-во АН РУз, 1954. 55 с.
3. Бериллиевые руды // Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М.: ФГУ ГКЗ, 2007. – 37 с.
4. Солодов Н.А. Некоторые закономерности распределения редких элементов в отчетливо зональных гранитных пегматитах // Геохимия, 1959, № 4.
5. Солодов Н.А., Балашов Л.С., Кременецкий А.А. Геохимия лития, рубидия и цезия. М.: Недра, 1980. – 233 с.

ДЕВОНСКИЕ УГЛИ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

Павлова М.А., Шелухина Ю.С., Снигиревский С.М.

Санкт-Петербургский государственный университет, milana.a.pavlova@yandex.ru

Введение. Девонские угли нашей планеты – очень противоречивый объект. Всплеск изучения углей девонского возраста приходится на середину прошлого столетия, когда в разных частях Советского Союза и многих стран мира были открыты самые древние на Земле угли, но отсутствие промышленных мощностей угольных пластов и не очень высокие качества привели к их забвению.

Однако девонское угленакопление является первым в истории Земли, вследствие чего, как все первое, представляет научный интерес, потому что, в отличие от хорошо изученных более молодых угольных образований, угли девонского возраста слагались иными растениями в иных условиях.

Объекты исследования. Изучены образцы из коллекции, собранной в 2016–2017 гг. С. М. Снигиревским, П. А. Безносовым и А. П. Сивковой в бассейнах рек Волонги и Сулы на Северном Тимане. Коллекция состоит из более чем 50 штуфов бурых углей, углистых алевролитов и аргиллитов, а также образцов вмещающих пород.

Методы исследования. При изучении литолого-петрографических и углепетрографических характеристик пород применялись методы оптической и растровой электронной микроскопии (РЦ «Микроскопии и Микроанализа» СПбГУ). Изучение и описание растительных остатков проводилось под биноклем. Для более детального исследования мегаспор была использована электронная микротомография (совместно с А.М. Кульковым, РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования»). Исследования свойств лигнинов, содержащихся в углях, проведено под руководством и при сотрудничестве с д.х.н. Л.С. Кочевой (ИГ КомиНЦ УрО РАН). Определение палинологического состава – под руководством и при сотрудничестве с д.г.-м.н. М.В. Ошурковой и Д.В. Зубковой (ВСЕГЕИ, отдел стратиграфии).

Геологическое положение. Северный Тиман находится на крайнем северо-востоке Европейской части России на территории Ненецкого автономного округа.

С геологической точки зрения Северный Тиман расположен на эпибайкальской Тимано-Печорской плите, которая находится между Восточно-Европейской платформой и горными сооружениями Полярного и Приполярного Урала.

Изученные образцы были отобраны на реках Волонге и Суле, истоки которых находятся на возвышенностях Тиманского кряжа, а русла разнесены по разные стороны – на запад и восток соответственно. Так, с запада на восток, вдоль рек, прослеживается разрез (снизу вверх) позднедевонских терригенных отложений франского (383–372 млн л. н.) и фаменского (372–359 млн л. н.) ярусов (Snigirevsky et al., 2017), в некоторых свитах которых были найдены угли, а именно в кумушкинской, груборучейской, устьбезмошицкой и покаямской свитах. Угли формируют тонкие, порой линзовидные прослои, мощность которых не превышает 0,65 м.

Результаты исследования. В основании разреза кумушкинской свиты залегает пачка базальных слоев. Далее располагаются три потока базальтов с двумя межбазальтовыми пачками. Верхняя пачка сложена полимиктовыми, нередко с косой слоистостью песчаниками, в которых на р. Суле была найдена линза углей и углефицированных растительных остатков выдержанной мощности, достигающей 0,1 м.

Угли тонкослоистые, сильно уплотненные, желто-оранжево-коричневого цвета, изобилуют многочисленными микро- и мегаспорами, рассеянными равномерно (рис. 1), и составляющими породу почти на 80% (при этом количество микроспор преобладает). Повсеместно на плоскостях напластования встречаются фрагменты плауновидных растений, иногда покрывающие поверхность угольных пластов более чем на 50–60%. Представлены они кутикулами стеблей травянистых плауновидных растений рода *Jurinodendron*. Микроструктура фрагментарно-аттритовая, форма компонентов линзовидно-штриховатая.

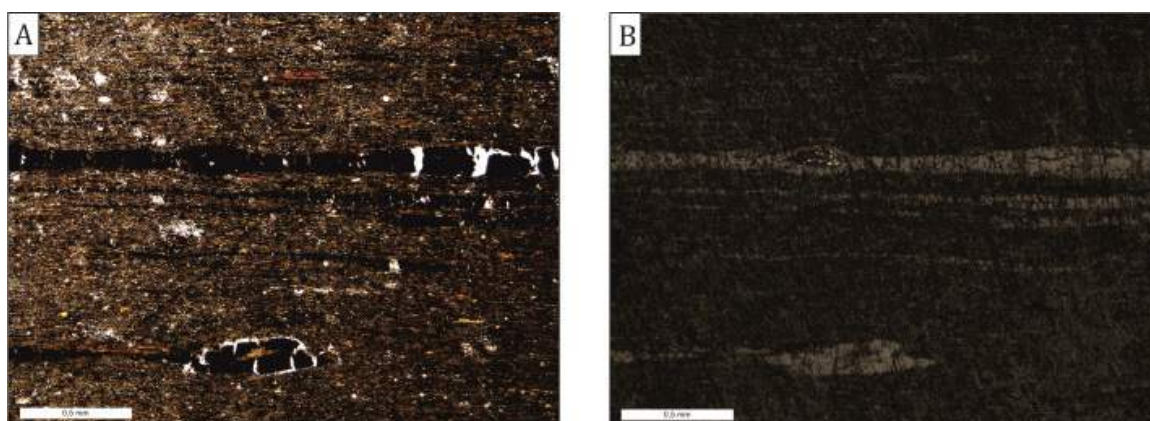


Рис. 1. А) бурый уголь из кумушкинской свиты в проходящем свете; черные линзочки и прослои – витринизированные бесструктурные трещиноватые растительные остатки; рыжие – обрывки кутикул растений; желтые – дисперсные споры. В) бурый уголь в отраженном свете (витринит имеет серый цвет, ярко белый – фрамбоидальный пирит)

Груборучейская свита представлена аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Линзы угля мощностью от 0,15 до 0,65 м. Порода темного цвета, от серовато-коричневого до почти черного, тонкослоистая, слегка трещиноватая. Трещины ожелезнены вторично. Сложен уголь более чем на 50% спорами (мегаспоры играют практически равнозначную роль с микроспорами), а также многочисленными осями обугленных растений рода *Jurinodendron* (рис. 2).

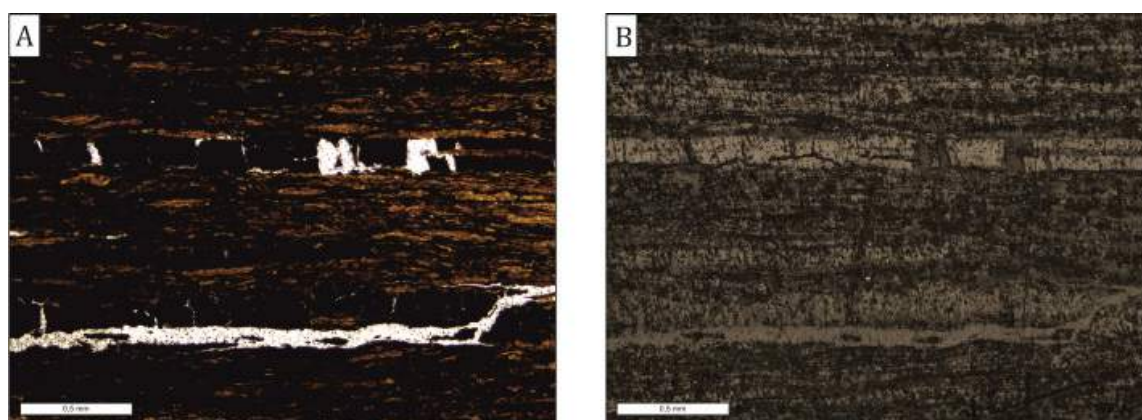


Рис. 2. Бурый уголь из груборучейской свиты: А) в проходящем свете; споры желто-оранжевого цвета, витринит – черный; В) в отраженном свете; витринит имеет более высокий коэффициент отражения, чем споры

Разрез *устьбезмошницкой* свиты сложен также терригенными породами, среди которых встречаются редкие прослои углей. Уголь бурый, тонкослоистый, цвет от темно-серого до коричневого, блеск матовый. Слоистость параллельная, местами косая, наблюдается чередование слоев разного состава: имеются как слои, целиком сложенные преимущественно микроспорами, так и целиком состоящие из преобразованных растений. Растительные макроостатки на плоскостях напластования редки, однако в поперечном сечении штучков порой заметны несколько уровней с уплощенными, витринизированными стеблями плауновидных растений. Структура неоднородная, комковатая, сформированная сильно гелифицированными растительными остатками (темные участки) и спорами (ярко-оранжевые, желтые) (рис. 3). Одни микроспоры (до 200 μm в диаметре) рассеяны в породе (дисперсные), другие были захоронены, находясь в спорангиях. Мегаспор (с диаметром более 200 μm) в породе существенно меньше, они встречаются единично, легко узнаются по характерным сечениям.

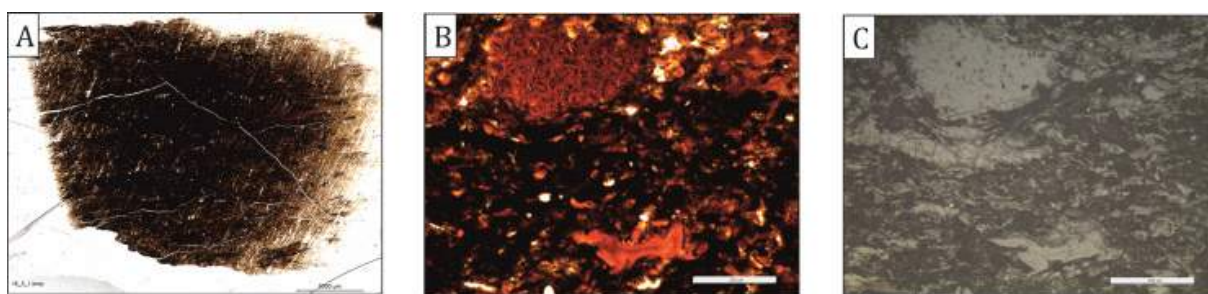


Рис. 3. Бурые угли устьбезмошницкой свиты: А) прозрачно-полированный шлиф; В) в проходящем свете; вверху спорангий (скопление микроспор); внизу сечение мегаспоры; С) в отраженном свете

Нижняя часть *покаямской* свиты сложена чередующимися алевролитами и аргиллитами, среди которых встречаются прослои косослоистых кварцевых песчаников. Средняя часть разреза начинается также косослоистыми кварцевыми песчаниками, сменяющимися чередованием аргиллитов и алевролитов, с пластами углей мощностью до 0,55 м и значительно реже углистых сланцев. Верхняя часть свиты характеризуется преимущественным распространением кварцевых песчаников, среди которых встречаются прослои алевролитов.

Цвет углей темный, до черного; они полосчатые, зернистые, хрупкие. Блеск матовый, местами глянцевый. По плоскостям напластования располагаются многочисленные неопределимые растительные остатки – тонкие кутикулы с продольной ребристостью, также присутствуют и фрагменты стеблей плауновидных. Угли *покаямской* свиты резко отличаются внешне от углей нижележащих свит. Споры в своем большинстве являются мегаспорами. Порода практически нацело сложена витринитом (рис. 4). Стоит заметить, что трещины лишь за редким исключением задевают споры, растягивая их и прорывая, что свидетельствует о различии свойств двух компонентов: витринит более хрупкий, споринит более вязкий.

Помимо органической составляющей, интерес вызывает вторично минерализованный фрамбоидальный пирит, образовавшийся по остаткам растительных тканей и по спорам. Природа образования сростков неоднозначна. По одной версии они являются результатом минеральных процессов, по второй – следствием жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий.

Наиболее редким видом бурого угля, обнаруженным в районе работ, является «бумажный» уголь, отобранный из небольшой линзы в рыхлых песках, примерно в 50 м ниже по течению р. Волонги от края палеоруслы девонской реки (Безносков и др., 2018). Уголь листоватый (рис. 5.А), в высохшем виде хрупкий, полностью лишен первичных минеральных примесей, похож на разновидность угля, называемую «рогожка». Бумажный уголь представляет собой разобщенные слойки, сложенные витринизированными и гелифицированными тканями растений (рис. 5. В-С). В ходе изучения из угля была выделена кутикула растения (рис. 5.Д) неустановленного систематического положения. Есть предположение, что относится оно к лишайникам.

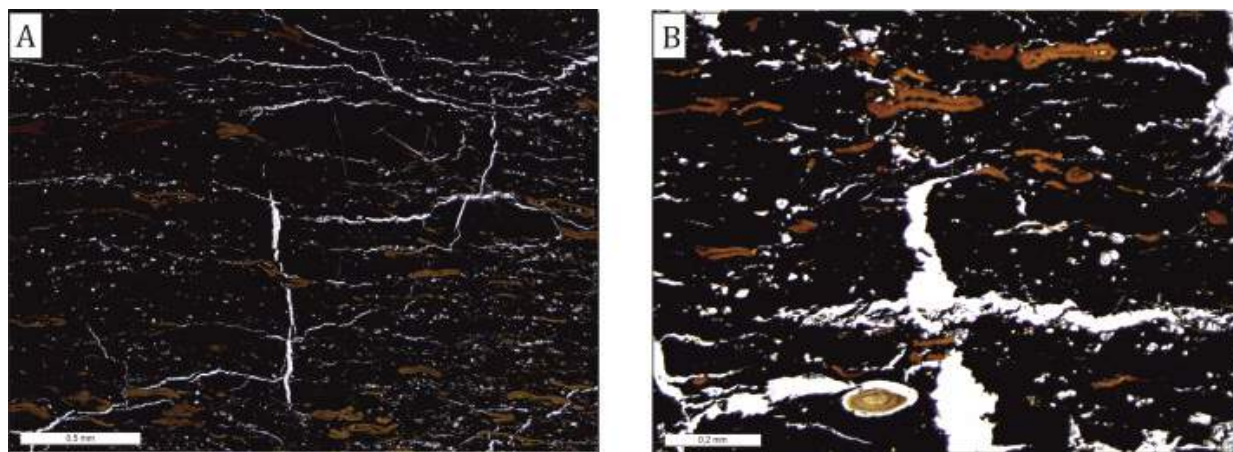


Рис. 4. Бурый уголь из покаямской свиты, практически нацело состоящий из витринизированных тканей растений; фрагменты рыжего цвета – оболочки микро- и мегаспор

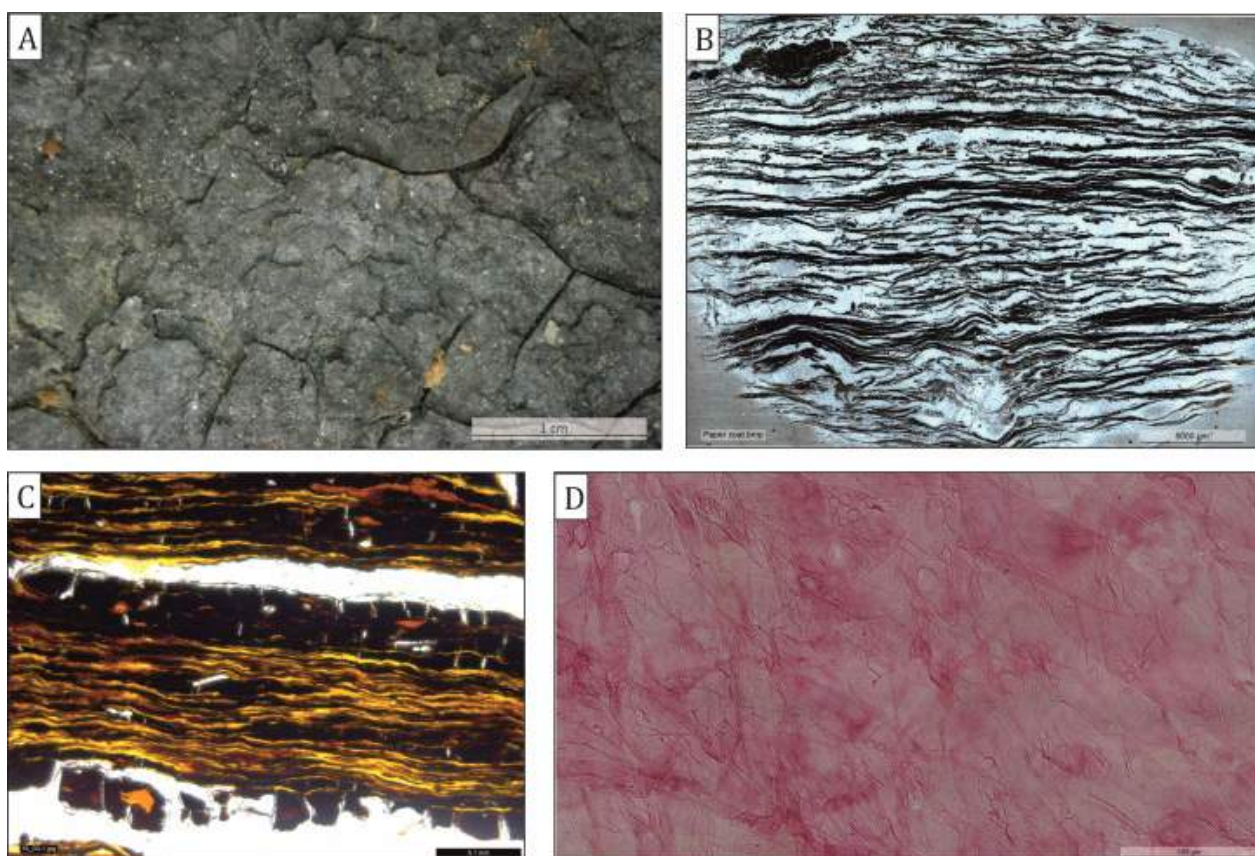


Рис. 5. «Бумажный» уголь из покаямской свиты: А) внешний вид; В), С) прозрачно-полированный шлиф, темные трещиноватые слои – витринизированные ткани, желтые тонкие слои – гелифицированные ткани растений; D) кутикула растения неизвестной систематической принадлежности

В результате проведенных исследований отмечается увеличение количества спор, как породообразующего компонента, снизу вверх по разрезу от кумушкинской до груборучейской свиты. В покаямской же свите резко начинает преобладать мацеральная группа витринитов. В образцах также присутствуют споры, но в гораздо меньшем объеме, причем мегаспор становится больше.

Также, вверх по разрезу наблюдается переход от штриховатой, полосчатой структуры к комковатой (бумажный уголь покаямской свиты является исключением).

Заключение. В результате изучения девонских углей Северного Тимана можно сделать следующие выводы:

1. Все изученные материалы, несмотря на высокую минеральную составляющую, представлены бурными углями, так как содержат более 50% органического вещества.
2. Представленные в коллекции угли относятся к типу липтобиолитов, потому что состоят из спор и кутикул (биохимически устойчивых компонентов растений). Причем, практически все угли являются кеннельскими (угли, более 50% которых составляют оболочки спор). Исключением является бумажный (листоватый) уголь покаямской свиты, почти нацело состоящий из кутикул растений. Накапливались угли в различных обстановках, которые в целом характерны для дельтовых участков крупных речных систем.
3. Существенную роль в образовании всех северотиманских девонских углей играли споры высших растений и остатки травянистых плауновидных, относимых в основном к роду *Jurinodendron*.
4. Наибольший интерес представляют «бумажные угли» из фаменских отложений в среднем течении р. Волонги, представляющие собой скорее всего фрагмент «лесной подстилки», сорванной в половодье и захороненной в пойменных осадках девонской реки.

Список литературы

1. Безносов П.А., Снигиревский С.М., Наугольных С.В., Лушкевич Э.В. Верхнедевонский комплекс отложений дельтовой равнины на Северном Тимане // Вестник Института геологии КомиНЦ УрО РАН. 2018. № 1. С. 25–44.
2. Snigirevsky S.M., Meyer-Berthaud B., Steemans Ph., Bobyleva M.V., Pavlova M.A., Sivkova A.P. & Gerrienne Ph.: a new look at some Late Devonian floras from Eastern Europe // *Miscellanea palaeontologica*. Thes. rep. Liege: University of Liege, 2017.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ АВЛАКОГЕНОВ В ПРОЦЕССАХ РАЗВИТИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Черный Г.В.¹, Лыткин К.А.¹, Коробков И.Г.², Печенкин М.М.²

¹ВГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО) г. Мирный, ChernyyGV@alrosa.ru

²ОАО «Росгеология» Северо-Западное ПГО, г. Санкт-Петербург

С момента открытия первых кимберлитовых тел на Сибирской платформе, сразу же возник вопрос о структурно-тектоническом контроле их размещения. В связи с тем, что кимберлиты являются наиболее глубинными магматическими образованиями, логично было предполагать, что и контролирующие их структуры должны иметь максимально глубокое заложение, то есть относиться к категории глубинных разломов. В классическом понимании подобные разломы должны пересекать весь осадочный чехол, кристаллический фундамент и уходить своими корнями в приграничные области верхней мантии. В то же время многолетний поиск глубинных разломов на территориях известных кимберлитовых районов и полей ни на одной платформе Мира к положительным результатам не привел. Попытки разных исследователей на участках конкретных кимберлитопоявлений заглянуть вглубь земной коры в надежде увидеть кимберлитоконтролирующие глубинные структуры привели лишь к появлению так называемого «правила Клиффорда». Изучая геологическое строение Южной Африки, этот исследователь эмпирически установил, что алмазоносные кимберлиты располагаются в областях древней стабилизации платформ, определяемых как кратоны (Янсе, 1992). При этом под термином «кратон» в правиле Т. Клиффорда понимается не весь кристаллический фундамент древней платформы, а только некоторые его участки наиболее древнейшей консолидации (Дукарт и др., 2000). Эта возрастная неопределенность в дальнейшем обусловила появление различных и часто противоречивых схем районирования фундаментов древних платформ. Использование в прогнозных построениях «кратонной

модели» и проецирование при этом известных кимберлитовых проявлений в глубину, до границ верхней мантии, привели к возникновению главного парадокса алмазной геологии. Его суть заключается в том, что ничтожно малые по объему порции собственно кимберлитового расплава, должны были, согласно этой модели, прорываться к земной поверхности не там, где «тонко», а там, где максимально «толсто», то есть на участках наиболее мощной, консолидированной плотной и «холодной» литосферы.

Совершенно очевидно, что разрешение этих возникших противоречий сегодня возможно лишь при отказе от «кратонной» модели и создании новой более логичной модели кимберлитобразующих процессов.

Нам представляется, что в этой связи наиболее непротиворечивой гипотезой, объясняющей все наблюдаемые особенности строения кимберлитовых тел и вмещающих образований, является «авлакогенная» модель, активно разрабатываемая современными исследователями.

Обзор многочисленных современных публикаций, в том числе собственные структурно-тектонические и прогнозные построения на территориях алмазоносных районов также приводят нас к признанию именно этой гипотезы. Наиболее полно вопросы пространственных и генетических связей кимберлитового магматизма и авлакогенов освещены в работах Е.В. Францессона, Б.Г. Лутца (Францессон и др., 1995), Б.Р. Шпунта (Шпунт, 1991), Ю.А. Дукардта и Е.И. Бориса (Дукарт и др., 2000).

В обзоре всех этих работ Ю.Н. Серокуровым отмечено, что тектоническое строение древних платформ во многом определялось развитием долгоживущих докембрийских систем разломов. Щелочные и ультраосновные магматические ассоциации, в том числе и кимберлиты, характерны исключительно для наиболее глубоких магматоводов континентальных рифтовых систем и не встречаются в условиях других эндогенных режимов. *Рифтогенные системы рассматриваются как энергетические источники, способные обеспечить благоприятный геодинамический режим для кимберлитобразования в зонах рампов или краевых дислокациях.* Эти зоны являются участками компенсации растягивающих рифтогенных напряжений и характеризуются геодинамическим режимом преобладающего сжатия.

В работах вышеназванных авторов также подчеркивается, что наличие слоя корово-мантийной смеси (или аномальной мантии) является характерной чертой глубинного строения материковых и океанических рифов. Поверхность Мохоровичича, как правило, приподнята под авлакогенами. В пределах этих приподнятых областей и формируются наиболее глубокие ущелья рифтогенных структур (англ. gift – расщелина, ущелье), которые характеризуются уменьшением мощности консолидированной земной коры и со временем трансформируются в авлакогены. Изучение областей рифтогенеза позднего докембрия и фанерозоя позволило данным авторам выявить характерные черты рифтогенных формаций и установить эволюционный ряд щелочного и ультращелочного вулканизма. Вопросы латеральной смены вещественных комплексов для северных территорий Якутской провинции подробно рассмотрены и в работе А.В. Толстова (Толстов, 2006).

Минерагеническое значение древних рифтов для проявлений кимберлитового магматизма на разных платформах Мира показано уже во многих научных публикациях и трудах (Белов, 2008; Шпунт, 1991). В построениях этих исследователей констатируется, что в центральных частях авлакогенов вблизи их осевых разломов чаще всего формируются породы андезитового, трахибазальтового и пикрит-базальтового составов. В плечевых частях авлакогенов уже преобладают породы основного состава, оливиновые и щелочно-оливиновые базальты, появляются тела щелочно-ультраосновного состава, в том числе и кимберлиты, которые обособляются в отдельные группы (поля).

Установленный характер распределения вещественно-магматических комплексов в рифтах позволил Е.Ф. Францессону и Б.Г. Лутцу сделать вывод о том, что алмазоносные породы в меру своего малого объема выплавки не могут генерироваться автономно и должны являться «отраженной волной» более мощного базитового и щелочно-ультраосновного магматизма.

Большой объем выполненных поисковых геологоразведочных работ на перспективных алмазопроисловых площадях в пределах Якутской алмазонасной провинции также полностью подтверждает данную точку зрения (Коробков и др., 2004; Коробков и др., 2015). Этот научный вывод в свою очередь, имеет огромное прогностическое значение, поскольку локализует рамповые («плечевые») части авлакогенов в качестве алмазоперспективных территорий (рис. 1).

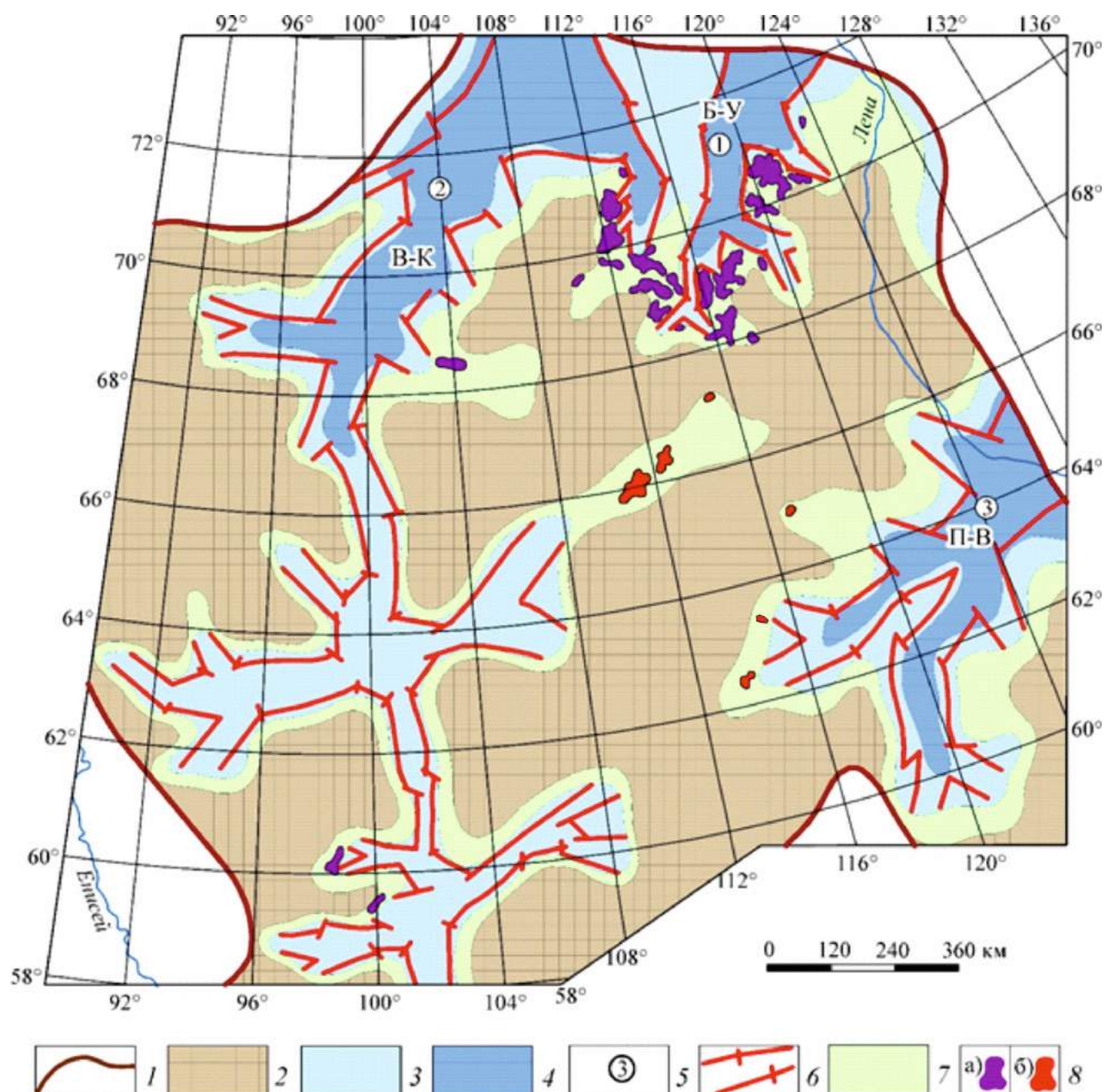


Рис. 1. Схема размещения кимберлитовых полей в пределах областей динамического влияния древних авлакогенов: Б-У – Билиро-Уджинского, В-К – Вилуйско-Котуйского, П-В – Патомско-Вилуйского:

1 – границы Сибирской платформы; 2 – устойчивые, частично кратонизированные области земной коры с мощной, «холодной» литосферой; 3 – подвижные области литосферы – «колыбель» древних рифтогенных (авлакогенных) структур; 4 – наиболее глубокие части авлакогенов; 5 – позднекембрийские рифтогенные структуры (по Б.Р. Шпунту): 1 – Билиро-Уджинская, 2 – Западно-Анабарская, 3 – Линденская; 6 – рифтогенные зоны; 7 – области динамического влияния авлакогенов (зоны краевых дислокаций), благоприятные на проявление кимберлитового магматизма; 8 – кимберлитовые поля (а), в том числе включающие промышленные месторождения алмазов (б)

Одним из первых к этому научному выводу пришел Б.Р. Шпунт. Он связывал кимберлитоконтролирующие зоны с зонами краевых дислокаций авлакогенных систем позднеархейского заложения. По его мнению, эти зоны имеют ширину 20–30 км, согласное с авлакогеном простирание и располагаются на расстоянии 80–200 км от его осевой части. При этом локальное группирование кимберлитовых полей, определяется узлами пересечения самих зон друг с другом или с базитоконтролирующими разломами, ориентированными вкрест их простирания.

Современные многочисленные, геолого-геофизические исследования также убедительно подтверждают то, что все известные кимберлитовые тела приурочиваются к грабенам или участкам их торцевого выклинивания. Данная закономерность в свою очередь свидетельствует о том, что грабенообразные структуры были теми своеобразными магмаводами, по которым и происходила латеральная доставка кимберлитовых расплавов.

Транспортировка кимберлитовых расплавов осуществлялась по уже проработанным магмоподводящим каналам от главных рифтовых долин авлакогенов к районам их локализации, к самым приподнятым участкам – рамповым, «плечевым» частям.

Список литературы

1. Белов С.В. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты) / С.В. Белов, А.В. Лапин, А.В. Толстов, А.А. Фролов; [науч. ред. С.В. Белов]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 537 с.
2. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2000. 161 с.
3. Коробков И.Г., Кондратьев А.А. Структурные факторы контроля кимберлитового магматизма алмазодносных районов Якутии // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII тектонич. совещания. Новосибирск, 10–13 февраля 2004 г. Т. 1. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 253–256.
4. Коробков И.Г., Черный Г.В. Инновационные подходы к интерпретации геофизических данных при алмазописковых работах на основе «авлакогенной» модели кимберлитообразования // Молодежь и научно-технический прогресс в современном мире: Сборник докладов VI-й Всероссийской научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. – М.: Издательство «Спутник +». 2015. С. 229–233.
5. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы / Под ред. А.В. Лапина. М.: ИМГРЭ, 2006. 212 с.
6. Францессон Е.В., Лутц Б.Г. Кимберлитовый магматизм древних платформ. М.: Недра, 1995. 342 с.
7. Шпунт Б.Р. Кимберлитоконтролирующие структуры Сибирской платформы // Проблемы прогнозирования коренных месторождений алмазов различных генетических типов. М.: изд. ЦНИГРИ, 1991. С. 23–32.
8. Янсе А.Д. Новый подход к классификации кратонов // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 12–32.

Геофизика и глубинное строение Земли

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СТРУКТУРЫ ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Рязанцев П.А.

Институт геологии КарНЦ РАН, chthonian@yandex.ru

Георадиолокация является эффективным методом, который позволяет получать значимую информацию о строении торфяной залежи. Для изучения болотных массивов этот метод применялся впервые более 35 лет назад (Hänninen, 1992). Его физические основы и методика наблюдения детально изложены в ряде научных трудов, например (Владов, Старовойтов, 2004). Использование георадиолокации позволяет уверенно определять глубину залегания минерального основания залежи, а в отдельных случаях выделять промежуточные слои в зависимости от электрофизических параметров торфа.

К наиболее важным параметрам торфа с точки зрения георадиолокации относятся:

1. Тип торфа. Влияние типа торфа на распространение электромагнитной волны вероятнее всего связано с количественным содержанием органики. Исследования (Van Dam et al., 2002) показывают, что существует линейная зависимость между содержанием органического вещества и ϵ .
2. Плотность и влажность торфа. Данные параметры имеет смысл рассматривать совместно, из-за того, что они зачастую имеют обратную взаимосвязь. Доказано, что увеличение влажности приводит к возрастанию ϵ торфа, при этом отмечается, что плотность торфа начинает играть особую роль при содержании влаги менее 70% (Oleszczuk et al., 2002).
3. Зольность и степень разложения. Эти два параметра можно объединить в одну группу, вследствие схожих георадарных атрибутов – на радарограммах их изменение формирует локальные отражающие границы (рефлекторы). Примеры подобных границ демонстрируются в (Kettridge et al., 2012) где отмечается, что возникновение рефлектора является следствием не только вариаций степени разложения, но и комплексного влияния сопутствующих процессов изменения физических параметров торфа.

В рамках представленной работы методом георадиолокации исследовались торфяные отложения верхового болота в районе оз. Иматозера (Центральная Карелия). Сбор данных на болотах выполнялся при помощи георадара ОКО-2 с антенным блоком 150М, центральная частота которого составляет 150 МГц. Торфяные отложения обладают следующими усредненными параметрами: диэлектрическая проницаемость = 65, скорость электромагнитной волны = 3,7 см/нс, проводимость воды = 125 мкС/см, влажность торфа = 90%. На болоте было выполнено 7 профилей георадиолокации, которые были заверены 4 скважинами. Торф из скважин отбирался для определения ботанического состава и степени разложения.

Проведенные работы позволили выявить глубину залегания минерального основания торфяной залежи, так как между торфом и подстилающими его песками формируется интенсивный рефлектор (рис. 1). Более детальный анализ радарограмм показал, что существует набор отражающих границ и в толще торфа. Сопоставление результатов георадиолокации с результатами натурного исследования торфяной скважины показало, что такие границы обусловлены несколькими причинами. Первой причиной является изменение типа торфа. В области скважины С-2 (рис. 1а) установлено наличие двух подобных границ: первая разделяет сфагновый и пушицевый верховой торф, а вторая – пушицевый верховой торф и переходный осоковый. По скважине С-3 картина схожа, обнаружено четыре подобных границы (рис. 1б). Данные в районе скважины С-4 несколько отличаются от предыдущих примеров (рис. 1с). Это выражается в усложнении радарограмм и росте амплитуд отраженного сигнала, что обу-

словлено повышением влажности толщи. Рефлекторы уверенно определяются для контакта сфагнового и магелланикум-торфа, а также пушицевого и осокового торфов. Границы раздела магелланикума и шейхцериево-магелланикумового торфа явно не выражены.

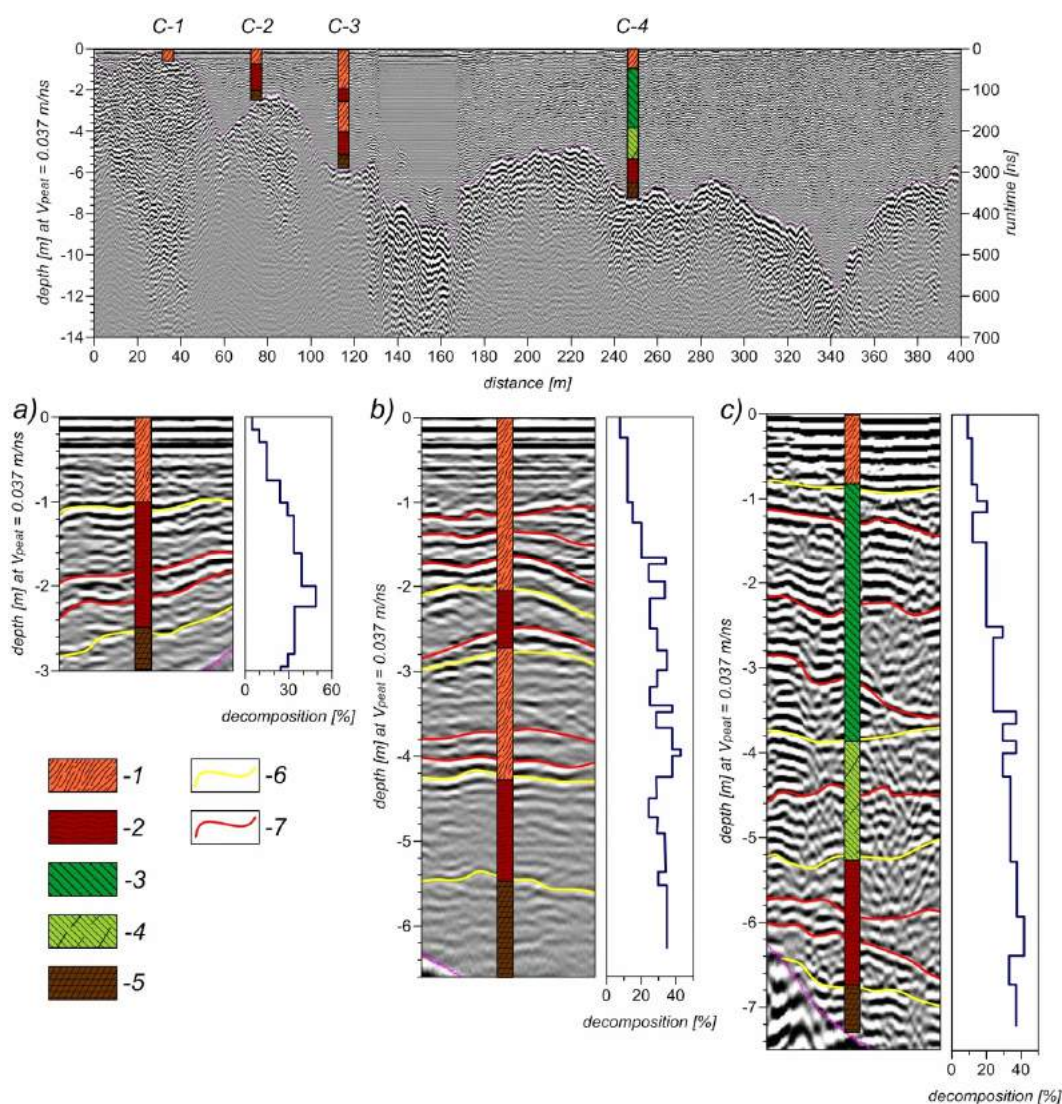


Рис. 1. Радарограмма по отдельному профилю:

1 – сфагновый верховой торф, 2 – пушицевый верховой торф, 3 – торф-магелланикум, 4 – шейхцериево-магелланикумовый верховой торф, 5 – осоковый переходный торф, 6 – стратиграфические границы, 7 – дополнительные границы, обнаруженные на радарограммах

Далее рассмотрим влияние степени разложения торфа на георадарный сигнал. Для скважины С-2 установлено несколько участков изменения разложения – на глубине 0,8 и 2,6 м, что приурочено к изменению типа торфа. При этом максимум степени разложения на глубине 2,2 м характеризуется возникновением двух интенсивных рефлекторов. Скважина С-3 более сложная для анализа из-за изменчивости гумификации. Этот факт выражен возникновением шести новых георадарных границ, приуроченных к максимальным значениям степени разложения. Подобный эффект наблюдается и для скважины С-4.

Таким образом, можно делать выводы о комплексном влиянии параметров торфяной залежи на георадарный сигнал. Возникновение дополнительных рефлекторов в торфе может быть вызвано вторичными процессами, происходящими вследствие изменения степени разложения. То есть, гумификация приводит к уменьшению пористости и повышению плотности торфа,

что, в свою очередь, увеличивает водонасыщенность. Возможно, из-за протекания химических реакций в торфе изменяется минерализацию воды. Поэтому формирование отраженной волны можно соотнести и с вариациями проводимости среды.

Выполненные исследования показали, что георадиолокация позволяет с высокой точностью определять мощность торфяной залежи. При этом, задача ее разделения по типам торфа является крайне сложной, так как формирование рефлекторов для георадарного сигнала зависит от многих параметров. Сопоставление радарограмм со стратиграфией скважин показало, что степень разложения является одним из факторов, который влияет на регистрируемые данные.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 18-05-00256 А.

Список литературы

1. Hänninen P. Application of ground penetrating radar and radio wave moisture probe techniques to peatland investigations // Geological Survey of Finland, Bulletin – 1992. – Vol. 361. – 71 p.
2. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. Уч. пос. – М.: Изд-во МГУ, 2004. – 153 с.
3. Van Dam R.I., Van Den Berg E.H., Van Heteren S., Kasse C., Kenter J., Groen K. Influence of organic matter in soils on radar-wave reflection: sedimentological implications // Journal of sedimentary research. – 2002. – Vol. 72 – P. 341–352.
4. Oleszczuk R., Brandyk T., Gnatowski T., Szatylowicz J. Calibration of TDR for moisture determination in peat deposits // International Agrophysic – 2004. – Vol.18. – P. 145–151.
5. Kettridge N., Binley A., Comas X., Cassidy N., Baird A.J., Harris A., van der Kruk J., Strack M., Milner A.M., Waddington J.M. Do peatland microforms move through time? Examining the developmental history of a patterned peatland using ground-penetrating radar // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. – 2012. – Vol. 117. – P. 1–11.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПРИЛАДОЖЬЯ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Бакунович Л.И.

Институт Геологии Карельского научного центра РАН, luba5_89@mail.ru

В 1980 г. в северо-западной части Приладожья и юго-западной Карелии проведены глубинные сейсмические исследования методами глубинного сейсмозондирования (ГСЗ) и обменных волн от удаленных землетрясений (МОВЗ) по профилю г. Лахденпохья – оз. Сегозеро (Приладожский) (Литвененко, 1982).

На территории, которую пересекает данный профиль, выделяются два основных тектонических элемента: Карельский кратон и Свекофеннская складчатая область, которая разделяется Ладожско-Ботнической зоной разломов (рис. 1).

Для района работ можно отметить связь положения аномалий регионального гравитационного поля и особенностей рельефа Мохо. Границы аномалий регионального гравитационного поля и участки перепада рельефа поверхности Мохо преимущественно совпадают (рис. 2).

В пределах Карельского блока их корреляция прямая, то есть впадины рельефа поверхности Мохо соответствуют понижению гравитационного поля, а его поднятие – повышению. Для Свекофенской области и Ладожско-Ботнической зоны наблюдается инверсия аномалий регионального гравитационного поля относительно глубины залегания Мохо: выступам поверхности Мохо соответствуют минимумы гравитационного поля, а впадинам – максимумы. Пограничная Ладожско – Ботническая зона, расположенная между ними, выделяется положительной аномалией гравитационного поля и повышением мощности земной коры (Пиманова и др., 2018).

Объяснить такое поведение гравитационного поля в районах с обратной корреляционной связью между анализируемыми параметрами можно пониженной плотностью земной коры в районе выступов поверхности Мохо. Из этого следует, что земная кора исследуемой площади сложена блоками, неоднородными по плотности (Пиманова и др., 2018).

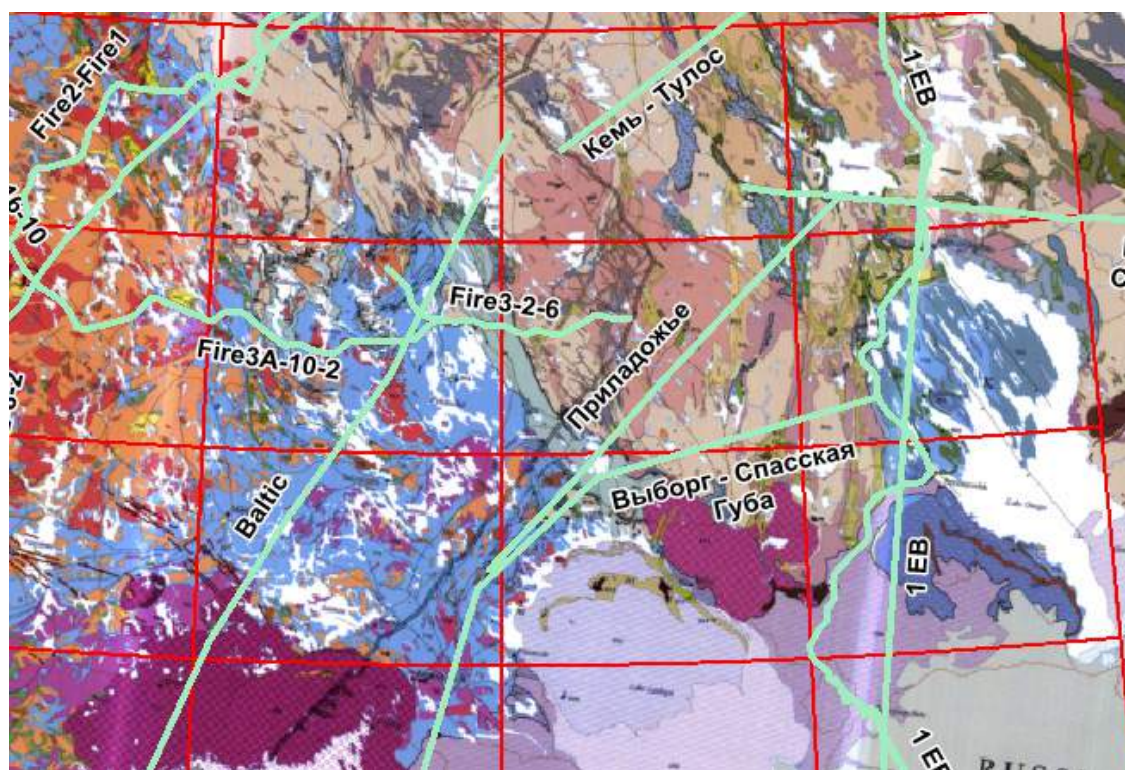


Рис. 1. Район работ и его изученность сейсмическими профилями на фоне геологической карты (GSF)

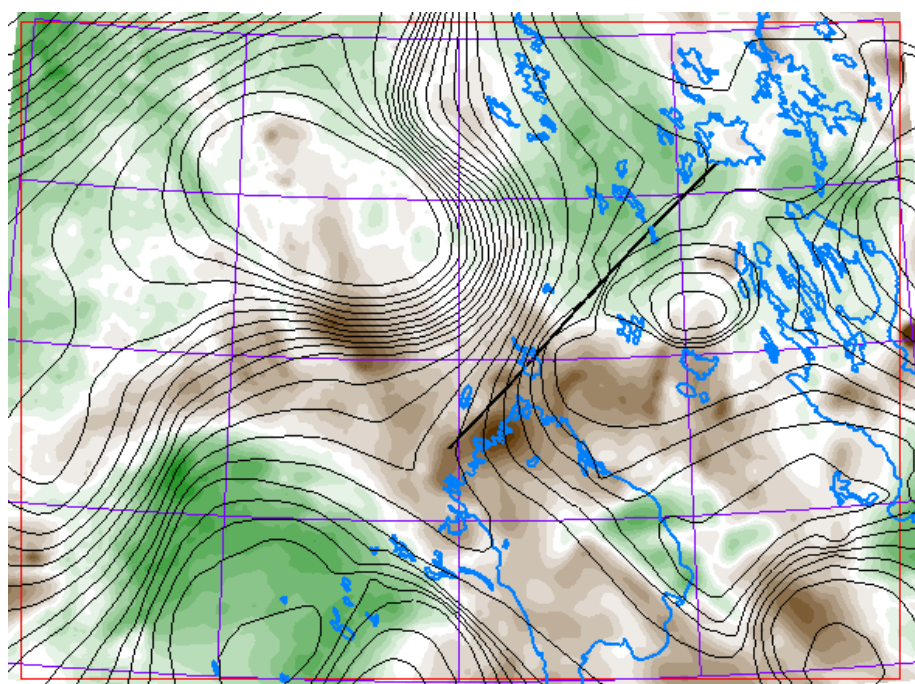


Рис. 2. Сопоставление рельефа поверхности Мохо (изолинии) и региональной составляющей гравитационного поля

Общая длина Приладожского маршрута 250 км. Наблюдения выполнялись по системе взаимосвязанных встречных и нагоняющих годографов из пяти пунктов взрыва (ПВ), расположенных на профиле с интервалом 50–70 км, и трех выносных, для которых на юго-западном продолжении профиля использованы взрывы из карьеров, расположенных в 30–100 км от юго-западного конца профиля (Литвиненко, 1982).

Система наблюдений была рассчитана на регистрацию закритических отраженных и преломленных волн от границы Мохоровичича. Попутно регистрировались глубинные волны от внутрикоровых границ. Максимальная длина годографов 295 км. Всего на профиле отработано четыре расстановки длиной 55–65 км, каждая из них составила из десяти линейных зондирований. Среднее расстояние между зондированиями 4–5 км, в реальных условиях оно определялось поверхностными условиями и выбором удобных мест для расстановки сейсмоприемников (Литвиненко, 1982).

Возбуждение упругих колебаний производилось взрывами из шурфов глубиной до 3 м, заполненных водой. Применялась группировка зарядов по площади (до 40 шурфов на один взрыв). Расстояние между шурфами 10–12 м, при регистрации волн на расстоянии 100–15 км общая величина зарядов была равной 3 т, при наблюдениях на расстояниях 150–200 км и более увеличилась до 4,5–5 т (Литвиненко, 1982).

По данным на сейсмическом профиле Приладожский можно выделить границу Мохо на глубине около 40 км, со скоростью 8,0 км/ч. Также выделяется второй горизонт со скоростью 8,5 км/ч. В земной коре можно выделить относительно пологие горизонты, которые разграничиваются глубинными разломами (рис. 3).

При построении плотностной модели по профилю Приладожский глубинные границы задавались по сейсмическим данным (рис. 3), а плотность была пересчитана из скорости по формуле: $\rho = 0,25 \cdot V_p + 1,2$, где ρ – плотность, V_p – скорость продольных волн.

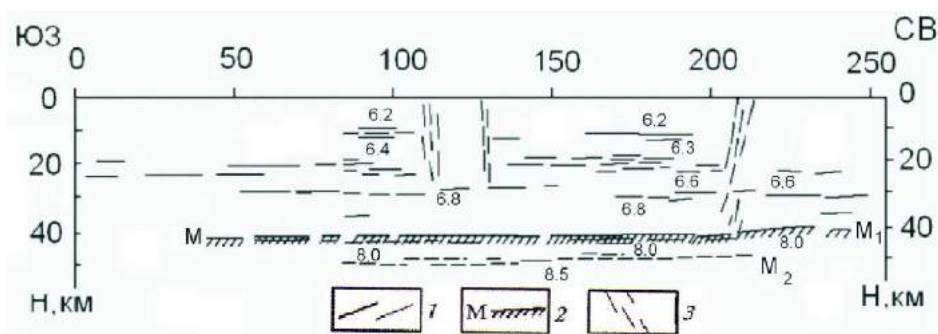


Рис. 3. Скоростной разрез по сейсмическому профилю Приладожский: 1 – отражающие границы, 2 – раздел М, 3 – глубинные разломы (Горьковец, Шаров, 2015)

Решение прямой задачи от полученного плотностного разреза (рис. 4) показывает небольшое расхождение между расчетным и наблюдаемым гравитационным полем.

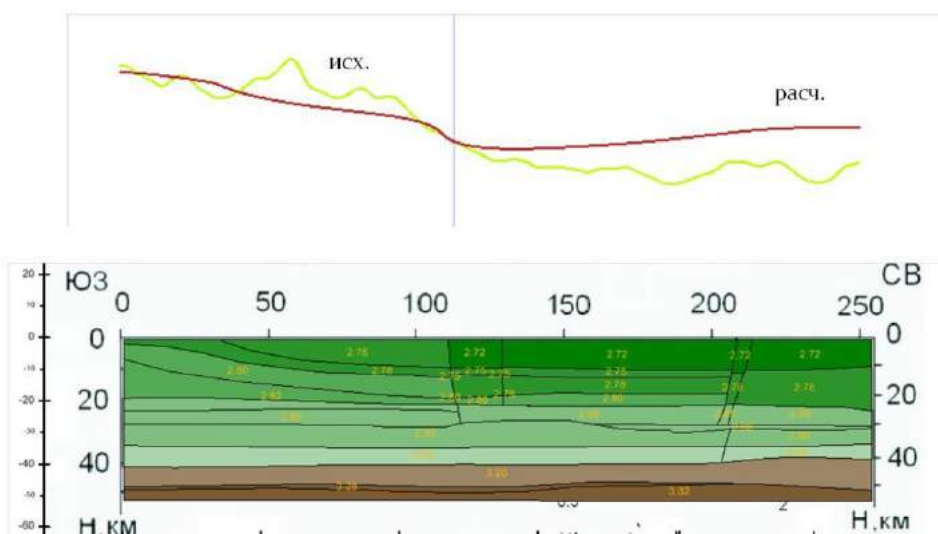


Рис. 4. Плотностной разрез по сейсмическому профилю Приладожский

Подбор плотностного разреза соответствующему наблюдаемому гравитационному полю включает определение вклада в гравитационное поле верхней и нижней частей разреза земной коры.

Для получения гравитационного эффекта от разреза земной коры, сопоставимого по амплитуде с наблюдаемым полем, необходимо предполагать разуплотнение земной коры на северо-востоке профиля, где он пересекает Карельский блок и задавать повышенные значения плотности разделов земной коры в Ладожско-Ботнической зоне.

При моделировании разреза необходимо скомпенсировать положительную аномалию на северо-востоке профиля от поднятия поверхности Мохо. Принято допущение, что в этой части профиля в верхней коре (0–5 км) существуют слои с пониженной скоростью. Также для компенсации отрицательной аномалии значений гравитационного поля в земной коре в юго-западной части профиля, предполагается наличие в нижней части земной коры (30–35 км) высокоскоростного слоя 7,5 км/с (рис. 5).

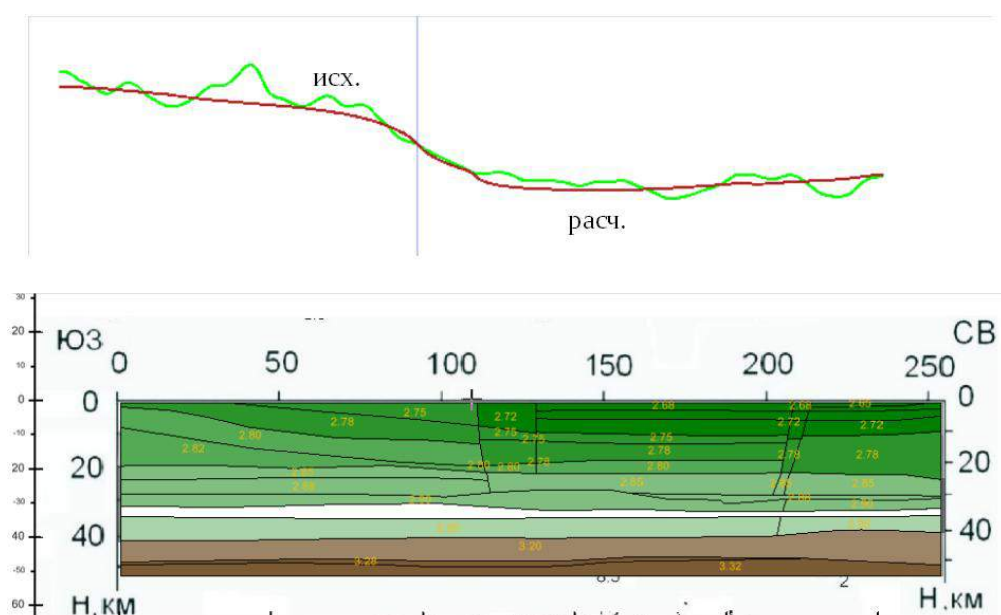


Рис. 5. Вариант подобранной плотностной модели по профилю Приладужский

В результате использования корреляционной связи плотности и скорости получена сейсмоденситная модель, которая позволяет оценить распределение параметров плотностных неоднородностей в двухмерном варианте. Для сейсмического разреза по профилю ГСЗ Приладужский подбор плотностной модели с учетом распределения аномалообразующих объектов в верхней и нижней частях земной коры, позволил скомпенсировать наблюдаемое гравитационное поле.

Список литературы

1. Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Дворецкая Л.М., Кальнин К.А., Платоненкова Л.Н., Романенко Н.Г., Суворова Н.И., Яковлева В.В. Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладжья и юго-западной Карелии // Методика геофизических исследований Балтийского щита и его склонов. Л.: Зап. ЛГИ, 1982. Т. ХСII. С. 3–29.
2. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. В.Я. Горьковец, Н.В. Шаров. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. 322 с.
3. Пимонова Н.Н., Спиридонов В.А., Шаров Н.В., Любимова А.В., Сеннер А.Е. Распределение плотностных неоднородностей в земной коре и мантии Юго-восточной части Фенноскандинавского щита по комплексу геолого-геофизических данных // Геоинформатика. 2018. С. 43–51.

ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОФИЗИКИ ПРИ ПОИСКАХ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

Белохвостик Д.М., Воробьев Ю.В., Кузовенков А.Д., Самсонкин А.В.

ООО «СЗГГК «ГЕОКОМПЛЕКС», danil1994@yandex.ru

Выбор рационального комплекса геофизических методов при поисках россыпного золота и металлов платиновой группы (МПП) определяется геологическим строением исследуемой области и генетическим типом россыпи.

Основу имеющейся информации о россыпях, заложил член-корреспондент АН СССР доктор геолого-минералогических наук Билибин Юрий Александрович. В своей работе автор предложил одну из первых классификаций россыпей по генетическому признаку (Билибин, 1955): 1 – элювиальные, 2 – делювиальные, 3 – аллювиальные, 4 – дельтовые, озерные и лагунные, 5 – береговые, 6 – ледниковые и 7 – золовые. В отдельный тип выделяются техногенные россыпи.

Развитие представлений о геологическом строении россыпей привело к появлению новых классификаций. Россыпи стали разделять по возрастному признаку на ископаемые, древние и молодые, с учетом условий залегания и типов литогенеза.

Общая модель строения россыпей была предложена доктором геолого-минералогических наук сотрудником РАН Г.В. Нестеренко (1977).

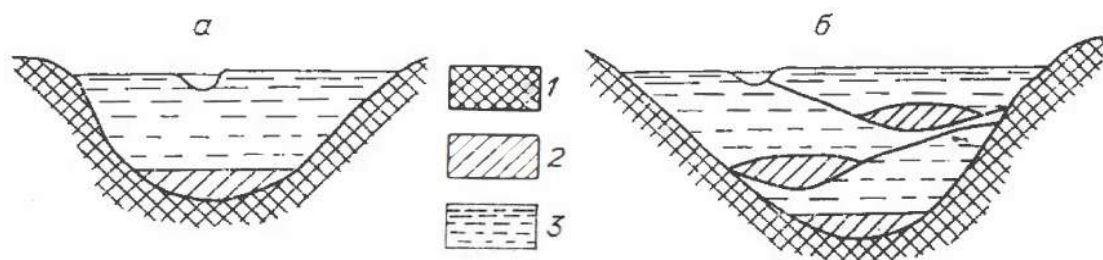


Рис. 1. Схема строения простой (а) и сложной (б) россыпей (Нестеренко, 1977):

1 – плотик; 2 – пески; 3 – торф

По степени удаления от источника и характеру взаимодействия с ним выделяют водные и россыпи ближнего сноса. Их разделение проводится также по количеству, составу и характеру распределения полезных компонентов.

Важный вклад в изучение россыпных месторождений внесла доктор геолого-минералогических наук сотрудница РАН Наталия Георгиевна Патык-Кара. Согласно одной из ее работ, в благороднометальной группе месторождений выделяются следующие типы россыпей (Патык-Кара, 2008): золотые, иридисто-платиновые, иридисто-осмиевые, платиновые, рутениридосминовые.

Минеральный состав россыпей определяется составом коренного источника. К основным минералам россыпей относятся: кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены, гранаты, магнетит, ильменит, пирит.

Стоит отметить, что существует множество классификаций, но особое внимание при постановке геофизических работ уделяют генетической классификации и составу россыпей.

Применение геофизических методов при поисках россыпных месторождений позволяет решать следующие задачи: выделение структур, потенциально пригодных для накопления полезных ископаемых (палеодолины, тальвеги и др.); определение глубины плотика, а также расчленение рыхлых отложений; распознавание факторов, затрудняющих добычу. Таким образом, можно выделить два основных направления исследований: 1 – структурное (определение положения россыпи в разрезе и ее строения) и 2 – вещественное (определение состава рудных минералов, слагающих россыпь).

В зависимости от геологического строения разреза при решении перечисленных задач применяются следующие методы: электроразведка, сейсморазведка, магниторазведка и георадиолокация.

Электроразведка позволяет определить глубину плотика и расчленил разрез рыхлых отложений методами точечного электрического зондирования (ТЭЗ) в варианте электротомографии, вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и электропрофилирования. Из перечисленных методов электротомография обладает наибольшей разрешающей способностью, детальностью и мобильностью.

Применение сейсморазведки позволяет уточнить рельеф плотика и детально расчленил разрез рыхлых отложений.

При наличии в составе россыпей магнитных минералов, магниторазведка становится прямым методом поисков. Данный метод также применяется для выделения структурных элементов.

Наличие в разрезе глинистых частиц и обводненных пластов существенно снижает эффективность георадарных методов.

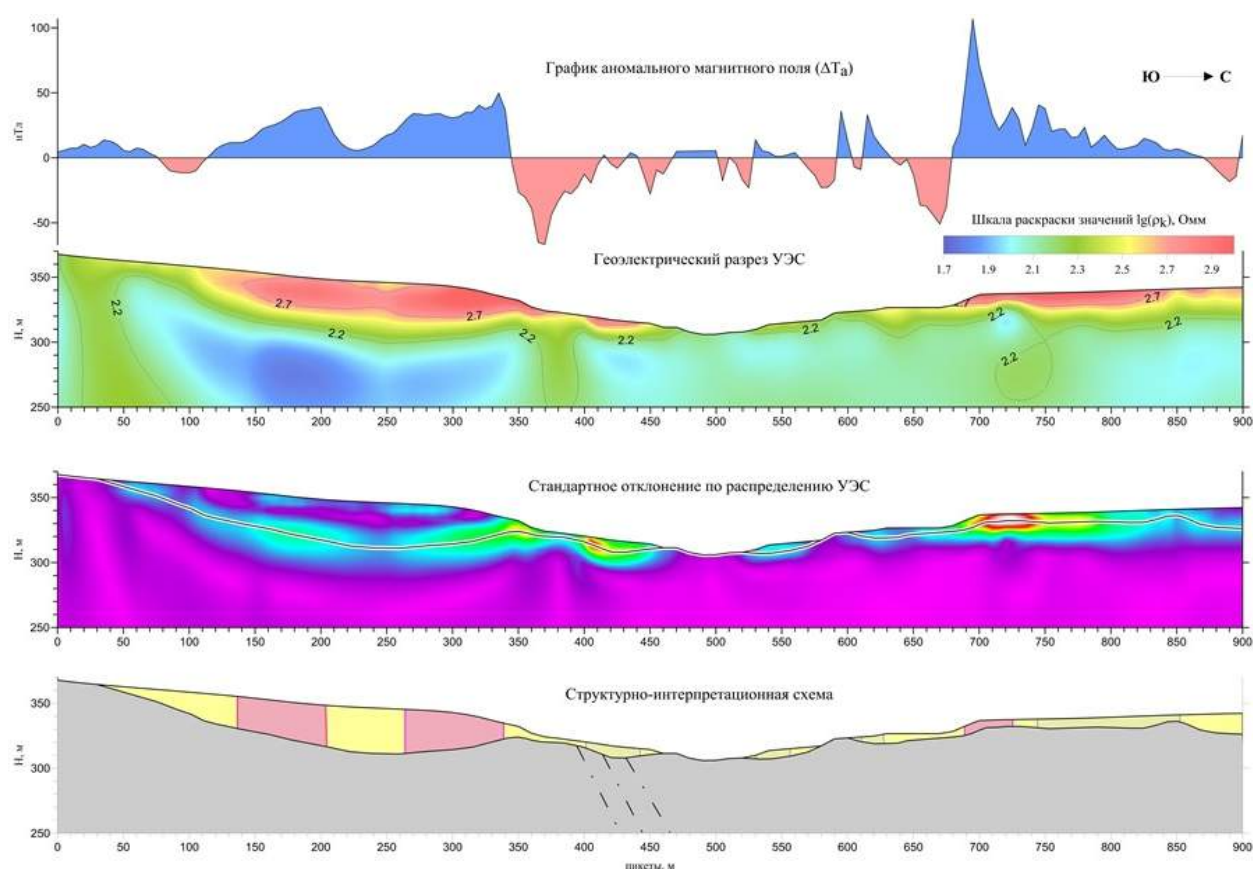


Рис. 2. Результаты геофизических работ по опорному профилю МЗ. Участок Матыскен

Решение задачи по определению глубины плотика проиллюстрировано на рисунке 2, где изображены результаты геофизических исследований по одному из профилей на участке Матыскен (р. Матыскен, Корякское нагорье, Камчатка). Общая цель работ заключалась в поиске россыпного платинометального месторождения. В задачи геофизических наблюдений входило: определение геофизических признаков предполагаемых тальвегов палеодолины реки Матыскен; построение модели палеоруслa реки Матыскен с выделением участков, перспективных на нахождение россыпной платины.

На структурно-интерпретационной схеме серым выделены низкоомные (от первых единиц до первых сотен Ом м), слабодисперсные, низкоградиентные комплексы; желтым – высокоом-

ная приповерхностная часть разреза, выделенная по максимальным значениям градиента; розовым – перспективные области, выделенные по комплексу признаков (высокая дисперсия ΔT_a , амплитуда $\Delta T_a > 50$ нТл, H залегания плотика > 10 м).

Использование электротомографии позволило определить глубину плотика (рис. 3) и провести первичную классификацию по типу рыхлых отложений.

Результаты работ были сведены на общей карте, по каждому профилю был построен параметр глубины залегания плотика, на основании которого выделены контуры палеорусла реки Матыскен (рис. 3).

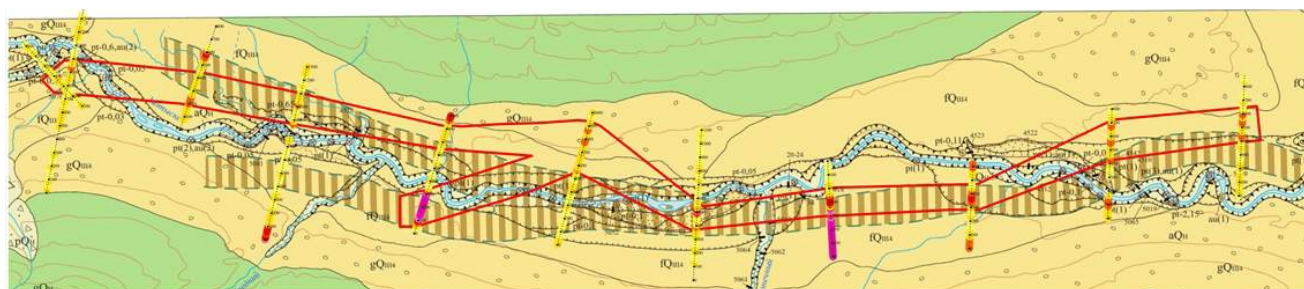


Рис. 3. Контуры палеорусла реки Матыскен

■ – четвертичные отложения ■ – палеотальвег по результату работ 2000 г.
■ – дочетвертичные образования ■ – палеотальвег по результату работ 2017 г.

Сравнить эффективность сейсморазведки и электроразведки при решении задачи по расчленению разреза рыхлых отложений можно на примере геофизических исследований на Березовском рудном поле (рис. 4; Давыдов, Бакаев, 2012). В данном случае электроразведка оказалась менее эффективным методом. По сопротивлению удалось выделить лишь одну границу между суглинками и аллювиальными песками, так как последние сопоставимы по сопротивлению с филлитовыми сланцами.

Сейсморазведка позволила определить положение обеих границ, и тем самым установить глубину и положение ложа, а электроразведка – только одной. Данные магниторазведки оказались малоинформативными из-за отсутствия в разрезе магнитных минералов. (Давыдов, Бакаев, 2012).

На сегодняшний день основная проблема при поисках россыпей связана с отсутствием единой методики работ, когда решение задач по обнаружению плотика и расчленению рыхлых отложений выполняется на основе одних и тех же данных. Основная обработка и анализ данных проводится после полевого сезона, что не позволяет вносить коррективы непосредственно в ходе работ, а только на следующий год. Это приводит к снижению производительности, потери качества данных, и, как следствие, увеличению стоимости работ.

Для увеличения эффективности при выполнении исследований необходимо соблюдение методики, регламентирующей виды и типы работ, а также стадийность их проявления. Предлагаемая нами методика включает несколько этапов.

Первый этап работ включает в себя: анализ геологической информации о районе исследований, космодешифрирование аэрофотоснимков (для выделения положения современных террас, границ палеодолины и выделения тектонических элементов). На этой стадии уже возможно определение расположения и состава источника сноса и, следовательно, вещественной ассоциации исследуемой россыпи. Основным результатом работ этого этапа является выделение участков перспективных для дальнейших исследований и заложение на них геофизических профилей и точек шлихового опробования.

Второй этап работ можно условно разделить на два подэтапа: 1 – решение задач по установлению положения россыпей и прослеживание рельефа плотика, 2 – расчленение разреза рыхлых отложений. Определение глубины плотика осуществляется с помощью и электротомографии.

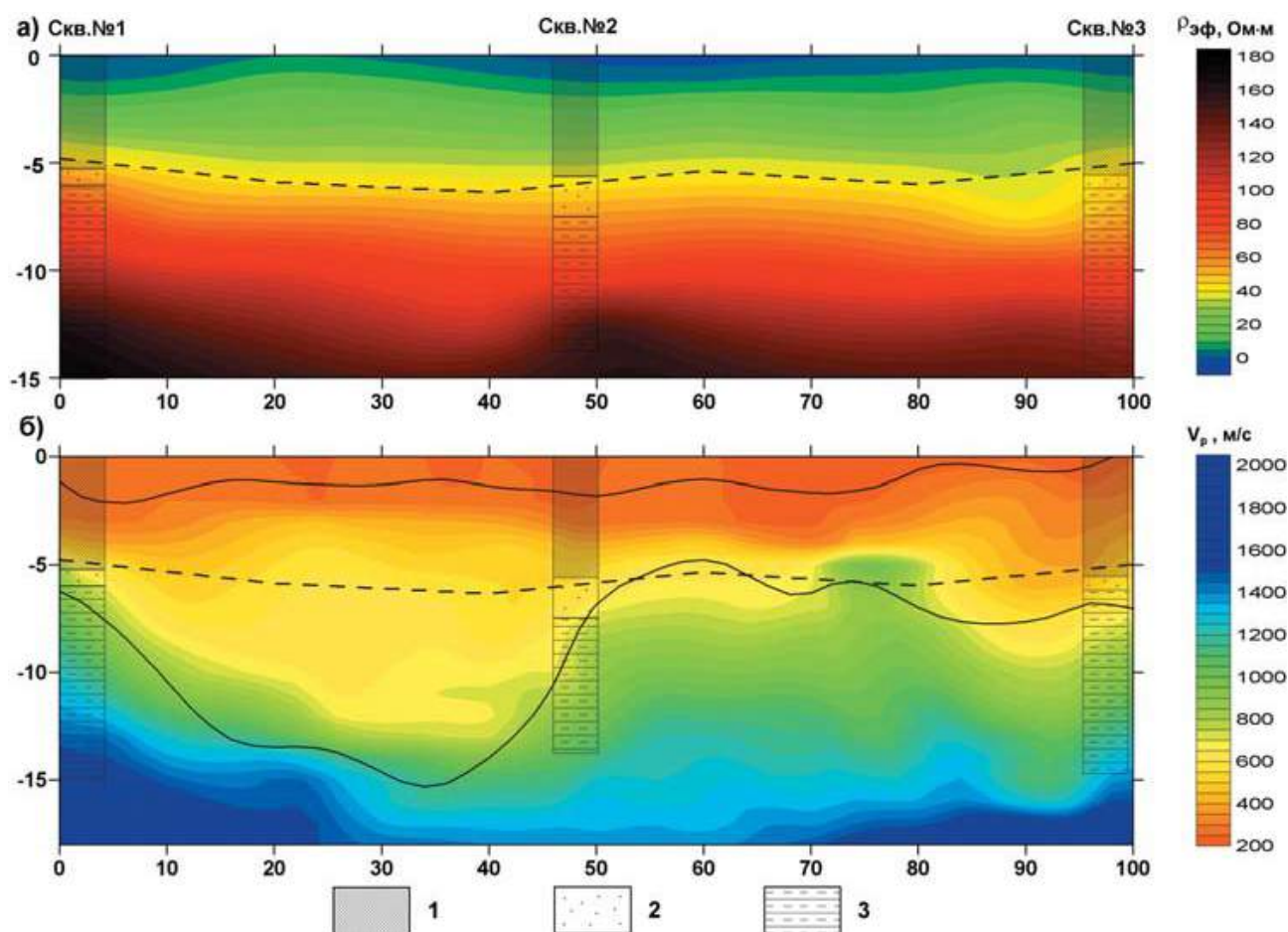


Рис. 4. Пример геоэлектрического (а) и скоростного сейсмического (б) разреза в районе ложка на Березовском рудном поле (Свердловская обл.; Давыдов, Бакаев, 2012):

1 – суглинок, 2 – песок аллювиальный, 3 – сланец филлитовый. Сплошной линией выделены преломляющие границы, пунктиром – граница по данным ВЭЗ

Первый подэтап сопровождается выполнением площадных магниторазведочных работ по всей долине реки с шагом не более 5 м с целью выделения тектонических нарушений и границ россыпи. В результате данного подэтапа выделяются участки перспективные для детальных исследований.

На втором подэтапе для расчленения рыхлых отложений на выделенных по результатам предыдущих работ перспективных участках используется сейсморазведка или электротомография. Все геофизические исследования сопровождаются заверочным шлиховым опробованием, а на основе результатов детальных наблюдений определяются линии шлихового опробования. В результате работ второго этапа закладываются линии проходки шурфов, канав и скважин.

Данная методика поисков россыпных месторождений обладает высокой эффективностью и производительностью, позволяет существенно снизить затраты на разведочные работы, а также минимизирует возможность пропуска россыпных месторождений при выполнении исследований.

Список литературы

1. Билибин Ю.А. Основы литологии россыпей. М.: АН СССР, 1955. 471 с.
2. Давыдов В.А., Бакаев В.П. Геофизика на россыпных месторождениях // Разведка и охрана недр. 2012. № 4. С. 41–47.
3. Нестеренко Г.В. Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск: Наука, 1977. 348 с.
4. Патык-Кара Н.Г. Минерогения россыпей: типы россыпных провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 528 с.

ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА МЕТОДОМ ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРИ ПОИСКЕ МЕДНО-КОЛЧЕДАНЫХ РУД (НА ПРИМЕРЕ УТКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Дорохова Е.В., Воробьев Ю.В., Кузовенков А.Д., Перхурова В.А., Самсонкин А.В.

ООО «СЗГТК «Геокомплекс», d.katerina25@mail.ru

Согласно последним исследованиям, в мире известно более 1300 месторождений различных типов, в которых заключено около 1,5 млрд т меди. Россия обладает около 15% разведанных запасов, занимая 9-е место в мире. Основные запасы меди размещены на Урале, в Западной Сибири, Прибайкалье (Баранников, 2011).

Крупные месторождения медно-колчеданных руд являются основой минерально-сырьевой базы металлургической промышленности России, поставляя в первую очередь медь и цинк, а также такие металлы как свинец, золото, серебро и т.д. В связи с все более возрастающими потребностями промышленной отрасли России особенно остро стоит вопрос поисков новых крупных месторождений и увеличение запасов известных.

Общепринятой классификацией колчеданных месторождений является их разделение на четыре типа и соответствующие им рудные формации: Кипрский, Уральский, Рудноалтайский (Кууроко) и Филлизчайский. Ведущим типом считается Уральский, т.к. в объектах данного типа находится наибольшее процентное содержание колчеданных руд (57,9%) (Контарь, 2013).

Модель формирования колчеданных месторождений Уральского типа. Реконструкция первичных обстановок рудообразования и их трансформация описана в труде д.г.-м.н, заслуженного геолога РФ – Контаря Ефима Семёновича. Разрез представлен тремя толщами: нижней, средней и верхней (рис. 1). В нижней части преобладают базальты, чередующиеся с андезитодацитами и дацитами. В средней толще развиты, преимущественно, андезитодациты, а в верхней – дациты и андезитодациты, чередующиеся с базальтами.

Колчеданные руды и связанные с ними месторождения размещены на трех литолого-стратиграфических уровнях (см. рис. 1) (Контарь, 2013).

Нижнему уровню отвечает граница базальтовой и андезитодацитовой толщ. Здесь находятся месторождения, образованные вкрапленными серно-колчеданными рудами с небольшими объемами медно-колчеданных. Средний уровень приурочен к средней части андезитодацитовой толщи. На этом уровне расположены такие месторождения, как Северное, Красногвардейское и др., образованные медно-колчеданными и небольшим количеством медно-цинковых руд. Верхнему уровню принадлежат месторождения, образованные медно-колчеданными свинецсодержащими рудами с высокими содержаниями золота и серебра (Контарь, 2013).

Главными минералами руд колчеданных месторождений Уральского типа являются халькопирит, сфалерит и пирит. Иногда встречаются борнит и магнетит.

Петрофизические особенности колчеданных руд. По магнитным свойствам руды большинства месторождений почти немагнитны. Их магнитная восприимчивость достигает значений $(1-20) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Если в рудах присутствует магнетит, то значения χ увеличиваются до $(600-1000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ (Южный Урал). Магнитная восприимчивость вмещающих пород зависит от типа пород. Осадочные и метаморфические породы практически немагнитны. У вулканогенных пород χ увеличивается от кислых $((0-60) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) к основным – $((350-3000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) (Никитский и др., 1987).

Медно-колчеданные руды характеризуются высокими значениями плотности, которые изменяются в зависимости от текстуры руды: массивные – $3,7-4,8$ г/см³, прожилково-вкрапленные – $3,0-4,0$ г/см³, вкрапленные – $2,7-3,7$ г/см³. Плотность вмещающих пород меньше, чем у руд и изменяется от $2,5$ до $2,9$ г/см³ (Никитский и др., 1987).

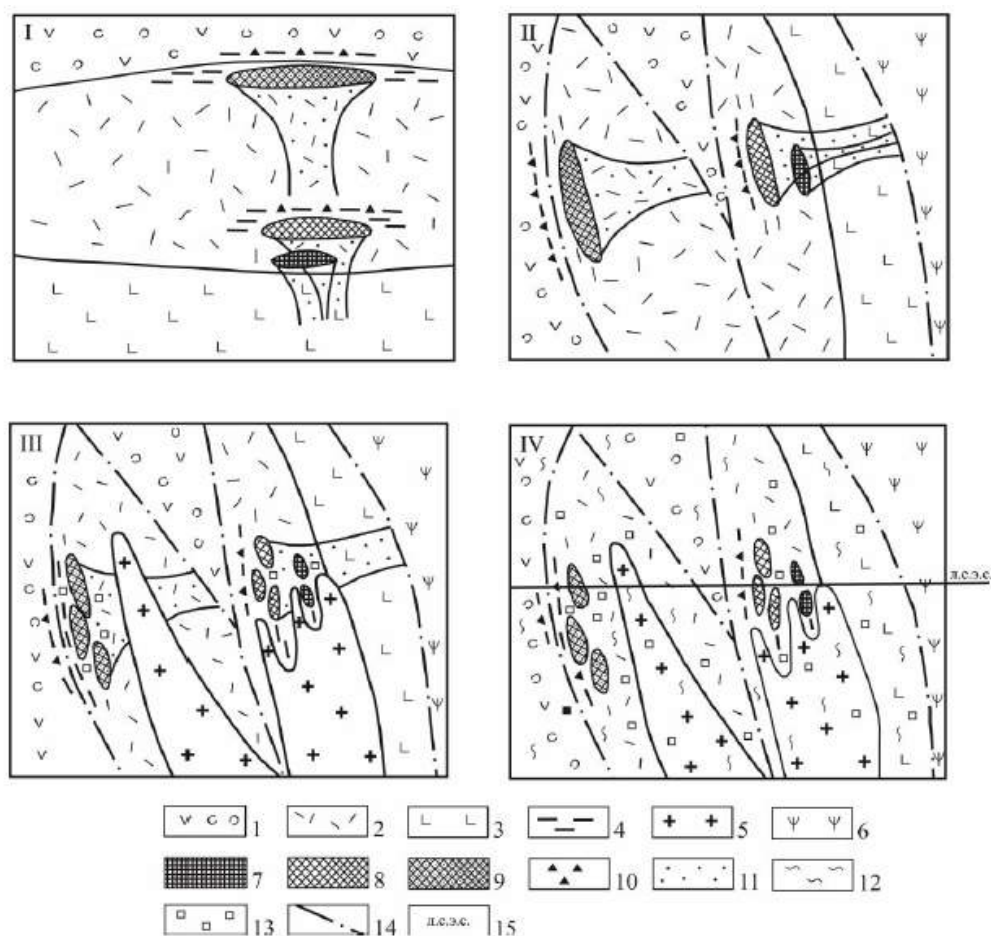


Рис. 1. Преобразования рудоконтролирующих структур Тагило-Красноуральского колчедановосного района (по Е.С. Контарю, Л.Е. Либаровой):

1 – базальт-андезитобазальтовая формация; 2–3 – базальт-андезит-дацит-риолитовая формация: 2 – андезитодациты, дациты, риодациты; 3 – базальты, андезитобазальты; 4 – вулканические, вулканоседimentные породы; 5 – плагиограниты; 6 – серпентинизированные ультрамафиты; 7 – серно-колчеданные руды нижнего уровня; 8 – медно-колчеданные руды среднего уровня; 9 – медно-цинковоколчеданные свинецсодержащие руды верхнего уровня; 10 – рудокласты; 11 – минерализованные гидротермально измененные породы; 12 – рассланцевание; 13 – регенерированное оруденение; 14 – тектонические нарушения; 15 – линия современного эрозионного среза. I–IV – стадии образования и преобразования рудоконтролирующих структур

Главной особенностью колчеданных руд являются их высокие электропроводность и поляризуемость. УЭС массивных руд достигает до 1 Ом*м, у прожилково-вкрапленных руд – до 10 Ом*м, а у вкрапленных руд – до 20–100 Ом*м. Вмещающие породы имеют сопротивление на один-два порядка выше, чем руды. Поляризуемость руд является очень важным поисковым признаком, так как сульфиды обладают высокими значениями кажущейся поляризуемости. Поляризуемость руд, массивных и вкрапленных, может изменяться от 5 до 10%. А у прожилково-вкрапленных руд достигать 15%. В отличие от руд, значения поляризуемости вмещающих пород составляют первые проценты (Никитский и др., 1987).

Петрофизические особенности медно-колчеданных руд, полученные по результатам бурения, хорошо представлены на примере Северных Мугоджар (рис. 2).

Для поисков колчеданных руд применяют различные методы, но благодаря высоким значениям поляризуемости руд ведущим методом чаще всего является метод вызванной поляризации. В 60-х годах этот метод был разработан и внедрен в практику геофизических работ российским геологом, доктором геолого-минералогических наук, профессором, а также одним из основателей современной электроразведки – Владимиром Александровичем Комаровым.

А – схематический геологический разрез
 (по данным Среднеорской экспедиции ЗКТГУ).
 Распределение физических свойств:
 Б – магнитной восприимчивости; В – плотности;
 Г – поляризуемости;
 [ГГ] – диабазовые порфиры, спилиты;
 [ББ] – агломератовые и подушечные лавы базальтов;
 [ВВ] – андезит-базальты;
 [ГГ] – кварцевые липаритовые порфиры и липарит-дациты;
 [ВВ] – кварц-хлоритовые породы;
 [ГГ] – хлоритовые породы. Промышленные руды:
 [ВВ] – медно-цинковые руды;
 [ГГ] – медные;
 [ВВ] – магнетитовые;
 [ГГ] – разрывные нарушения;
 [ВВ] – разведочные скважины и их номер;
 [ГГ] – линии равных значений физических параметров;
 [ВВ] – рыхлые отложения

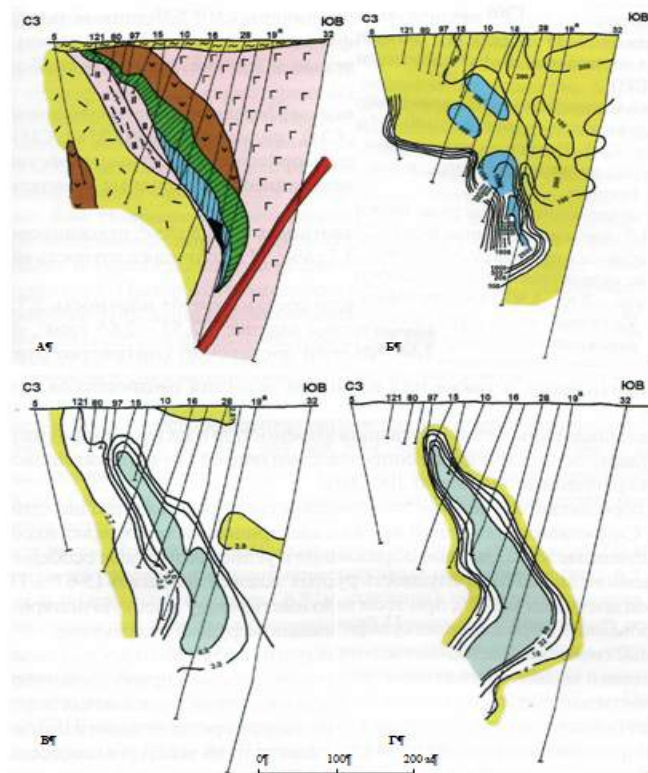


Рис. 2. Распределение физических свойств пород и руд по ПР VI. Приорское месторождение (Кунаев и др., 2007)

Электроразведка хорошо проявила себя на Павловском месторождении (арх. Новая Земля). Данное месторождение представлено двумя типами руд: медно-цинковыми, залегающими на глубине, и свинцово-цинковыми, образовавшимися у поверхности.

В 2013 году были проведены детальные гравirazведочные и электроразведочные работы методами ВП, в эталонных скважинах был выполнен гамма-каротаж. По результатам работ удалось выделить перспективные участки. Для изучения внутреннего строения рудных залежей в 2014 году на выделенных ранее участках проведена электротомография (рис. 3), по результатам которой удалось выявить области распространения сульфидной минерализации и разделить их на два типа, по глубине залегания.

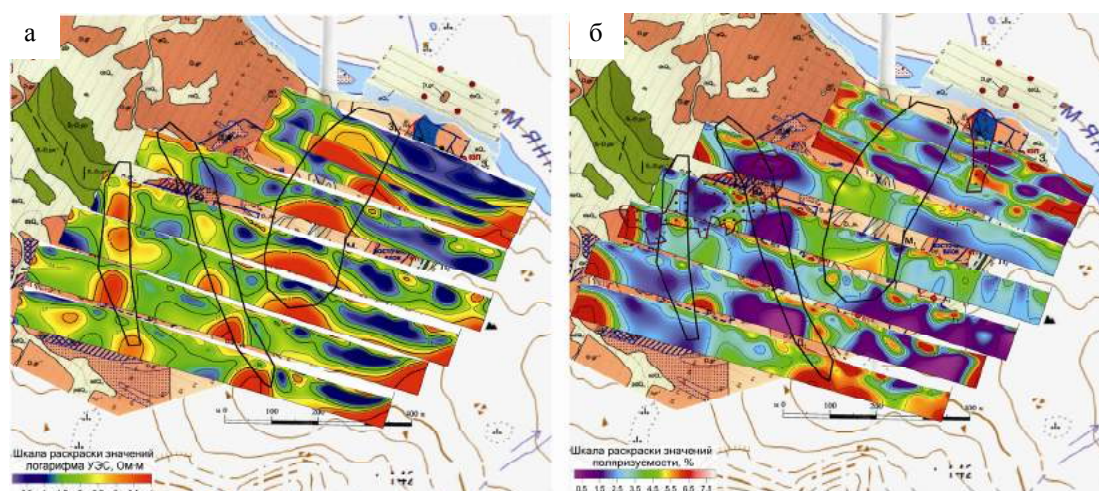


Рис. 3. Графики изолиний распределения геоэлектрических параметров на глубину:
 а – кажущегося удельного сопротивления, б – поляризуемости

Изучение петрофизических особенностей колчеданных руд позволило выбрать оптимальный комплекс геофизических методов при поиске данных руд на Уткинском месторождении. Комплекс методов включал в себя магниторазведку, электроразведку методом вызванной поляризации с установкой срединного градиента (ВП-СГ) и точечное электрическое зондирование (ТЭЗ) в модификации электротомографии.

По результатам работ построены карты графиков и изолиний аномального магнитного поля (ΔT_a), кажущегося сопротивления (ρ_k) и кажущейся поляризуемости (η_k). Для подчеркивания особенностей поля построены трансформанты геофизических полей. На основании комплексного анализа исходных геофизических полей и трансформант построена структурно-интерпретационная схема (рис. 4). По результатам ТЭЗ-ВП построены геоэлектрические разрезы по трем профилям, которые послужили основой для создания трехмерной модели строения рудной зоны (рис. 5).

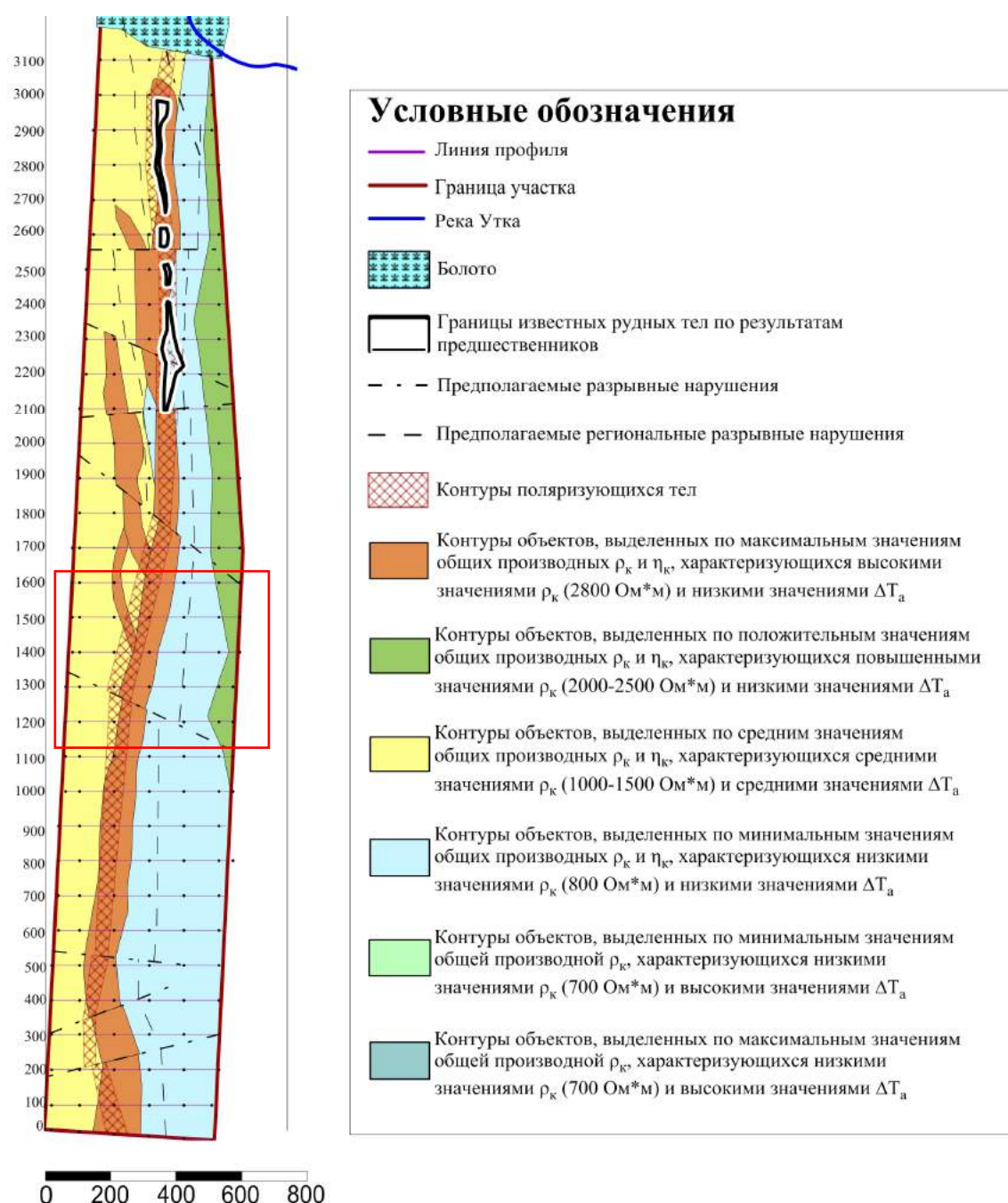


Рис. 4. Структурно-интерпретационная схема по результатам комплексных геофизических работ

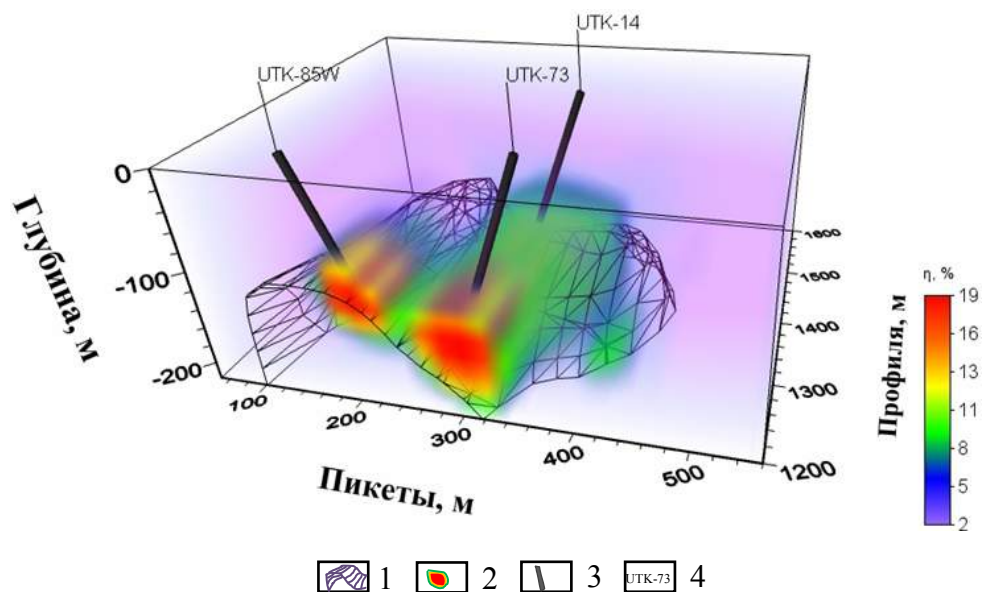


Рис. 5. Трехмерная модель строения рудной зоны.

1 – каркас по сопротивлению; 2 – поляризующиеся объекты; 3 – скважины; 4 – название скважин

По полученным данным были заложены заверочные буровые профили. На настоящий момент пробурено три скважины, вскрывшие рудную зону на рассчитанной глубине. Результаты бурения подтвердили высокую эффективность предложенного комплекса геофизических методов и методики работ.

Список литературы

1. Баранников А.Г. Поиски и разведка ведущих геолого-промышленных типов месторождений полезных ископаемых: учебное пособие / А.Г. Баранников; Урал.гос.горный ун-т. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2011. – 183 с.
2. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. – Л.: «Недра», 1980. – 190 с.
3. Контарь Е.С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале (геологические условия размещения, история формирования, перспективы). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2013. – 199 с.
4. Кунаев М.С., Садыков Д.Ш. Анализ геофизических характеристик ряда месторождений полезных ископаемых Казахстана. – Алматы, 2007 г., 384 с.
5. Никитский В.Е., Бродовой В.В. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач. – М.: Недра, 1987, – 471 с.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОЖИДАЕМОГО ПОТОКА ДЛЯ ПРОЕКТИРУЕМОГО ГЕОНЕЙТРИННОГО ДЕТЕКТОРА LENA (ПЮХЯЯРВИ, ФИНЛЯНДИЯ)

Караман А.А., Гончаров А.Г.

Санкт-Петербургский Государственный университет, Институт наук о Земле,
Nastyakoc97@gmail.com

Введение. На сегодняшний день вопросы строения Земли и механизма ее теплогенерации все еще открыты. Поверхностный тепловой поток планеты оценивается исследователями как 46 ± 3 ТВт (Sramek, et al., 2013; Wan, et al., 2017). В зависимости от выбора геохимической модели Земли мы получаем различное соотношение между вкладом первичного тепла и радиогенного тепла, выделяемого при распаде долгоживущих радиоактивных изотопов. Возможно, нам удастся получить наиболее детальную модель теплового механизма Земли с помощью совсем молодой и развивающейся области знаний – нейтринной геофизики.

Нейтринная геофизика включает в себе масштабные достижения в области физики элементарных частиц, давшие старт геонейтринным экспериментам, которые стали настоящим прорывом в глубинном исследовании Земли. **Геонейтрино** – это электронные антинейтрино, образовавшиеся в результате инверсионного бета-распада радиоактивных элементов, самыми распространенными из них являются U, Th и K. Данные элементы, которые мы впоследствии будем называть теплопродуцирующими (ТПЭ), рассеяны в силикатных оболочках.

Геонейтрино возможно обнаружить специальными устройствами – детекторами с жидкими сцинтилляторами. На данный момент только два запущенных нейтринных детектора – японский KamLand и итальянский Borexino – проводят оценку количества геонейтрино от теплопродуцирующих элементов, но такого количества данных все еще недостаточно, чтобы ответить на интересующие нас вопросы.

LENA (Low Energy Neutrino Astronomy) – один из запланированных геонейтринных детекторов. Одним из главных кандидатов на размещение этой нейтринной обсерватории является глубокая шахта Пюхасалми (Puhäsalmi) в центральной Финляндии. Для интерпретации геонейтринного сигнала, который может получить детектор LENA, необходимо построить модель геологического строения локального участка земной коры в районе детектора.

Геологическое строение земной коры в зоне детектора. Шахта Пюхасалми находится в зоне сложного геологического строения коры, где происходит сочленения архейских и протерозойских пород (Рис. 1). Для ее изучения предпринимались сейсмические (Kukkonen, et al., 2006; Kuusisto, et al., 2006; Grad, et al., 2009; Heikkinen, 2012), гравиметрические (Nikkilä et al., 2015) и магнитотеллурические (Vahtinen, et al., 2012) исследования.

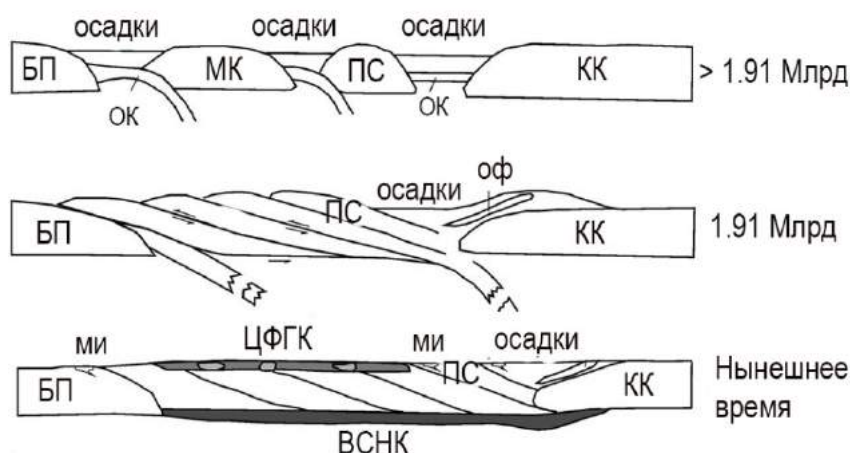


Рис. 1. Схематическая разрез Центральной Финляндии. Геологическая ситуация до, после Саво-Лапландской орогенеза и в настоящее время (Kukkonen, et al., 2008)

Аббревиатуры: БП – Ботнический пояс, МК – микроконтинент Кейтеле, ПС – пояс Саво, КК – Карельский кратон, ЦФГК – Центральнo-Финляндский гранитоидный комплекс, ОК – океаническая кора, ВСНК – высокоскоростная нижняя кора, ми – мафические интрузии

Архейские породы слагают Карельскую провинцию, в состав которой входят тоналит-трондьемито-гранодиоритовые гнейсы, зеленокаменные пояса, супракраустальные вукланогенно-осадочные образования, с разной степенью метаморфизации, и гранито-гнейсовые комплексы с гранитами и гранито-гнейсами различного возраста и генезиса.

Протерозойские породы представлены поясами Саво и Ботническим, сходных по составу и происхождению, а также Центральнo-Финляндским гранитоидным комплексом. Пояс Саво и Ботнический пояс слагают мигматические слюдяные гнейсы, метаграувакки, метапесчаники, а также вулканические породы основного состава, которые указывают на близость к океаническим островным дугам (Lahtinen, et al., 2009).

Вследствие Саво-лапландской орогении (1.92–1.91 млрд лет) микроконтинент Кейтеле и прилегающие к нему островные дуги (Пояса Саво и Ботгнический) столкнулись с Карельским кратоном (Vahtinen, et al., 2012). В результате активизировались магматические процессы кислого состава, сформировавшие Центральнo-Финляндский гранитоидный комплекс – серию синкинематических и посткинематических гранитоидов.

Характерная черта геологического строения Протерозойской части – наличие в нижней коре высокоскоростного слоя. За счет него граница Мохо на данной площади проходит до глубин 55-60 км, но по мере приближения к зоне сочленения Архей-Протерозой убывает. Мощность архейской коры варьируется от 40 до 50 км (Heikkinen, 2012). Согласно данным по ксенолитам, высокоскоростной слой может быть представлен архейскими мафическими гранатовыми гранулитами, богатыми амфиболом протерозойскими гранулитами и эклогитами (Peltonen, 2006). Высокоскоростной слой мог возникнуть вследствие субдукционной обстановки: существующий в Протерозойское время мантийный клин мог быть погребен под Карельским кратоном в ходе Саво-лапландской коллизии.

Строение литосферной мантии в зоне детектора. Модели, описывающие мантийную ситуацию в Фенноскандии создавались исходя из сейсмических данных и анализа мантийных ксенолитов (Peltonen, 2006). Согласно им, литосферная мантия, которая находится под зоной сочленения Архея и Протерозоя, может состоять из нескольких слоев. Некоторые исследователи относят высокоскоростной слой не к нижней коре, а к литосферной мантии (слой А), что для геонейтринной модели непринципиально. Средний слой В литосферной мантии по многим характеристикам схож с породами Карельского кратона и сложен гранатовыми дунитами и гарцбургитами (Peltonen, 2006). Считается, что слой В сейчас является остатком от плавления и что именно из него был выплавлена Архейская континентальная кора. Слой С представлен лерцолитовыми пироповыми вариациями. Изотопный состав $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ схож с образцами из слоя В. При этом образцы мантийных ксенолитов из слоя С богаты Ti и редкими землями, что может говорить о метасоматическом влиянии, возникшем в результате развития плюма.

Создание модели для расчета геонейтринного сигнала. Для подготовки модели, которая бы характеризовала распространение радиогенных изотопов и изменение плотности, необходимо обобщить все геологические, геофизические и геохимические данные, поскольку основные геологические структуры будут аппроксимироваться в качестве трехмерных геометрических фигур. Существенное допущение для разработки модели – все изотопы распространены по объему равномерно, а плотность постоянна для конкретной фигуры.

Вокруг точки, определяющей местоположение шахты Пюхасалми, был «вырезан» цилиндр с высотой и радиусом 200 км. Мы ограничили количество объектов для рассмотрения, соединив сходные по значениям плотности и распространенности радиоактивных изотопов геологические объекты. Таким образом, была составлена упрощенная карта геологического строения данного участка и два перпендикулярных друг-другу разреза (Рис. 2). Для мантии мы используем 2 различных модели: модель «земная кора – слоистая литосферная мантия», модель «земная кора – однородная литосферная мантия».

Расчет геонейтринного потока. Вычисление геонейтринного сигнала производилось с помощью программ MS Excel и MS Visual Studio. Количество антинейтрино в секунду определяется формулой:

$$\frac{N}{s} = \frac{n_x * \lambda * \langle P \rangle * A_x * X_x * N_a}{M_x * \rho * V}$$

Где N/s - количество антинейтрино в секунду из объема; n_x – количество антинейтрино за цепочку распада; λ – константа распада [1/с]; $\langle P \rangle$ – средняя вероятность того, что регион источника сигнала гораздо больше, чем длина нейтринной осцилляции; A_x – элементарная распространенность [$\text{ppm}=10^{-6}$] (Таблица 1); X_x – изотопная распространенность; N_a – число Авагадро [1/моль]; M_x – атомная масса [г/моль]; ρ – плотность [г/см³] (Таблица 1); V – объем [м³].

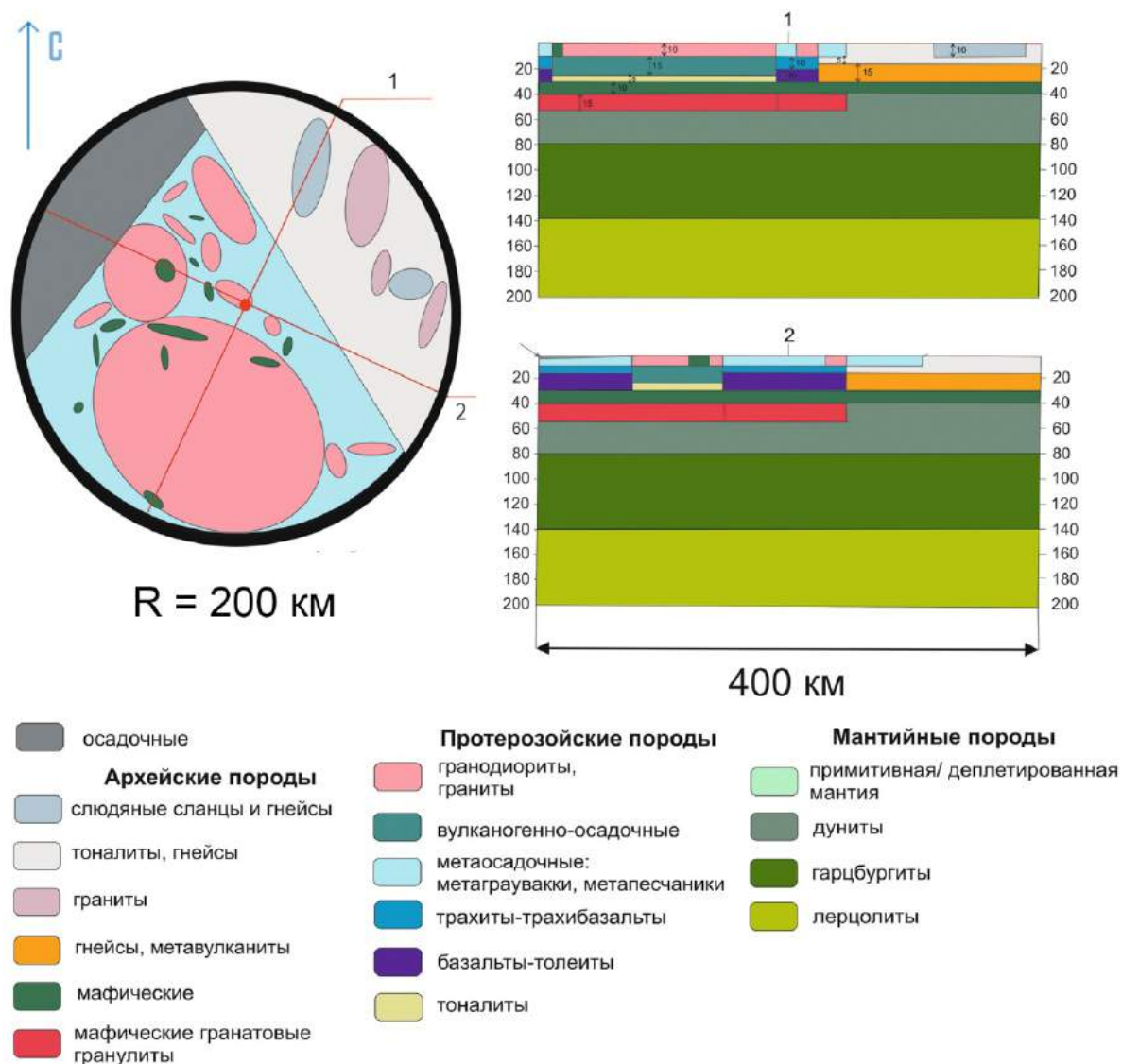


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка с радиусом 200 км от проектируемого детектора LENA и упрощенные разрезы. Модель «Слоистая литосферная мантия»

Затем используется метод Монте-Карло для определения потока геонейтрино через детектор. Поток от фигуры равен сумме потоков от всех точек внутри объема, который включает в себя рассматриваемый объект.

Для сравнения полученных результатов с данными коллег (Huang et al., 2013; Sramek, et al., 2016; Wan et al., 2017) необходимо перевести значения из $\text{с}^{-1}\text{см}^{-2}$ в специальную величину TNU (Terrestrial Neutrino Unit) – единицу земных нейтрино. Она определяет количество детектируемых взаимодействий антинейтрино с протонами, в количестве 10^{32} , в течение одного года (Mantovani, 2004). Сравнить полученные модели можно, оценив вклад каждого резервуара в общий поток (Таб. 1, рис. 3).

Таблица 1. Результаты моделирования: значения потоков от урана, тория и суммы изотопов в $\text{с}^{-1}\text{см}^{-2}$ и TNU

Резервуар	$\Phi(\text{Th}) \text{ с}^{-1}\text{см}^{-2}$	$\Phi(\text{U}) (\text{с}^{-1}\text{см}^{-2})$	TNU(Th)	TNU(U)	TNUsum
Кора	948646,0306	1220152,508	3,79458	4,88061	8,67519
Слоистая литосферная мантия	78861,8	141719,28	0,31545	0,56688	0,88232
Обобщенная слоистая мантия	123754,42	223288,71	0,49502	0,89315	1,38817

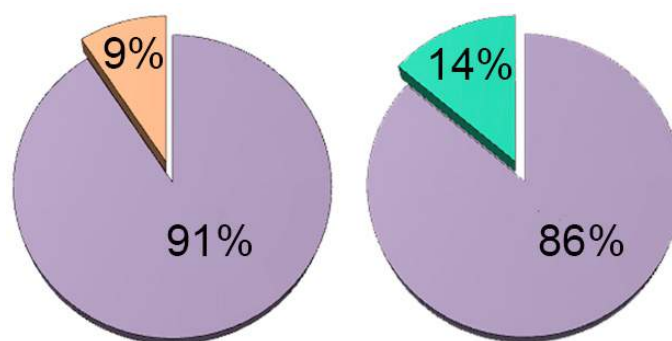


Рис. 3. Диаграммы, показывающие соотношение между вкладом земной коры – слоистой литосферной мантии, земной коры – однородной литосферной мантии

■ Земная кора
 ■ Слоистая литосферная мантия
 ■ Однородная литосферная мантия

Закключение. В ходе проведенного моделирования мы выясняли, что земная кора – основной источник геонейтринного сигнала. Поток зависит непосредственно от расстояния до детектора, поэтому локальную кору нужно моделировать наиболее детально. Именно она вносит существенный вклад в итоговый результат и к ее вариациям значение потока наиболее чувствительно. При правильной интерпретации земной коры, мы можем выделять исконно мантийный сигнал, а затем решать обратную задачу. Метод геонейтрино чувствителен к вариациям моделей мантии: усредняя концентрации и плотности, мы получаем больший сигнал от литосферной мантии, чем при разделении ее на отдельные слои.

Правильно интерпретировав вклад литосферы в геонейтринный поток, мы сможем оценить теплогенерацию мантии и решить парадокс «недостающего источника тепла».

Список литературы

1. Grad M., Tiira T. ESC Working Group The Moho depth map of the European plate // *Geophys J Int*, 2009, V. 176, pp. 279–292.
2. Heikkinen P. Seismic Structure of Earth's Crust in Finland, 2012, chapter 3.
3. Huang Y., Chubakov V., Mantovani F. A reference Earth model for the heat producing elements and associated geoneutrino flux // *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2013. V. 14, n. 6, pp. 2003–2009.
4. Kuusisto M., Kukkonen I.T., Heikkinen P., Pesonen L.J. 2006. Lithological interpretation of crustal composition in the Fennoscandian Shield with seismic velocity data. *Tectonophysics* 420, 283–299.
5. Kukkonen IT, Heikkinen P, Ekdahl E, Hjelt S-E, Yliniemi J, Jalkanen E. FIRE Working Group(2006) Acquisition and geophysical characteristics of reflection seismic data on FIREtransects, Fennoscandian Shield. In: Kukkonen IT, Lahtinen R (eds) Finnish reflection experiment FIRE // Geological Survey of Finland, 2001–2005, Special paper 43, pp. 13–43.
6. Mantovani F., Carmignani L., Fiorentini G. & Lissia M. Antineutrinos from Earth: A reference model and its uncertainties// *Phys.Rev*, 2004. D 69, pp. 1–7.
7. Nikkilä. A., Korja H., Koyi O. Eklund Analog modeling of one-way gravitational spreading of hot orogens – A case study from the Svecofennian orogen, Fennoscandian Shield // *Precambrian Research*, 2015, V.268, pp. 135–152
8. Peltonen P., Brüggmann G. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): Geochemical and Re–Os isotope constraints // *Lithos*, 2006. V. 89, pp. 405–423.
9. Rasilainen K., Lahtinen R., Bornhorst T.J. 2007. The rock geochemical database of Finland, manual. Geol. Surv. Finland, Rep. Investigation. 38 pp.
10. Šrámek O., Roskovec B., Wipperfurth S.A. Revealing the Earth's mantle from the tallest mountains using the Jinping Neutrino Experiment// *Scientific Reports* 6, Article number: 33034, 2016, pp. 1–5.
11. Vaittinen K., Korja T., Kaikkonen P., Lahti I. Smirnov M. High-resolution magnetotelluric studies of the Archaean – Proterozoic border zone in the Fennoscandian Shield, Finland // *Geophys. Journal International*, 2012. V. 188, pp. 908–924.
12. Wan L., Hussain G., Wang Z., Chen S. Geoneutrinos at Jinping: Flux prediction and oscillation analysis // *Phys. Rev.*, 2017. D. 95.

ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ ОЗОВОЙ ГРЯДЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Павловская Е.А.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт наук о Земле, pavlovskaja.elena@gmail.com

Введение. Флювиогляциальные отложения, в частности, озовые гряды, изучались геологами с конца IX в (Holst, 1876; Strandmark, 1885). Основной вклад в исследование озов Карелии был внесен Г.С. Бискэ (Бискэ, 1959). Объектом исследования является Кажминский оз, расположенный на Заонежском полуострове в Медвежьегорском районе Республики Карелия.

В образовании современного рельефа Карелии выделяются два этапа: доледниковый, в течении которого были созданы основные поверхности кристаллического фундамента, когда главными рельефообразующими факторами были тектоника и денудация, и ледниковый, когда процессы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, деятельность поздне- и послеледниковых водоемов, а также новейшие тектонические движения наложились на денудационно-тектонический рельеф (Бискэ и др., 1966).

Территория Заонежского п-ва покрыта плащом четвертичных отложений различной мощности. К водно-ледниковым (флювиогляциальным) отложениям относятся сортированные осадки позднеледникового времени (за исключением осадков приледниковых озер), образовавшиеся в результате деятельности талых ледниковых вод в различных частях ледника. Среди них выделяются осадки, связанные с деятельностью только потоков талых ледниковых вод: отложения, слагающие озы, широко развитые на Заонежском п-ве (Бискэ и др., 1966).

Состав озовых отложений разнообразен, исходным материалом для них служила морена (Бискэ, 1959). В структуре озовых отложений Заонежья наблюдаются нарушения, скорее всего, тектонического происхождения, выраженные в виде смещений с амплитудой до 3 м. Основной особенностью разреза Кажминского оза является наличие прослоя ленточных глин, свидетельствующее о разрыве в процессе седиментации озовых отложений, или же об образовании оза в результате осцилляторной подвижки ледника на отложениях приледникового водоема (Бискэ и др., 1966).

Озы представляют, помимо научного, интерес как месторождения песка и песчано-гравийных смесей (Родионов, 2015). Со значительной неоднородностью строения озов связана возможность их изучения геофизическими методами. Выбранный комплекс георадиолокации, электротомографии и сейсмотомографии широко применяется при изучении верхней части разреза.

Методика работ. Георадиолокационное изучение Кажминского оза впервые проводилось сотрудниками КарНЦ РАН (Родионов и Рязанцев, 2017). В июле 2017 г. нами были проведены повторные геофизические работы на данном объекте под руководством П.А. Рязанцева. Исследования включали в себя 8 профилей георадиолокации вкрест простирания озовой гряды, электротомографию по тем же профилям, а также по магистрали, проходящей по гребню оза, и сейсмотомографию по профилю -2. Расположение профилей и рельеф местности приведены на рис. 1.

Для проведения электротомографии использовался набор электроразведочной аппаратуры, состоящий из измерителя SGD-EET MEDUSA, генератора SGDEGC SKAT II и коммутатора приемных и питающих линий CommDD2. Для проведения георадиолокации использовался георадар «ОКО-2» с антенной АБ-150 (центральная частота 150 МГц). Сейсмотомография проводилась с использованием сейсморазведочной станции «Лакколит 24-M3». Полученные данные обрабатывались в программах RES2DINV, GeoScan32 и ZondST2D.

Результаты. Профиль -2, самый северный на Кажминском озе, был исследован методами сейсмотомографии, электротомографии и георадиолокации (рис. 2).

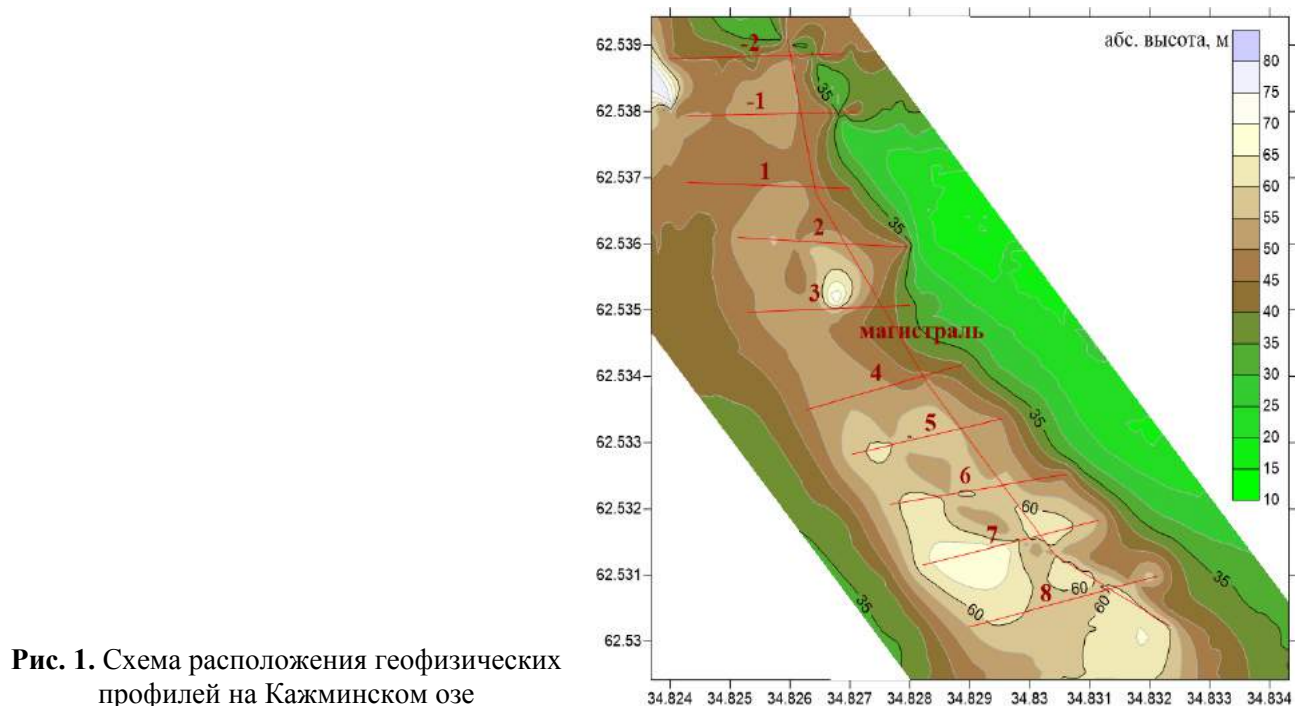


Рис. 1. Схема расположения геофизических профилей на Кажминском озе

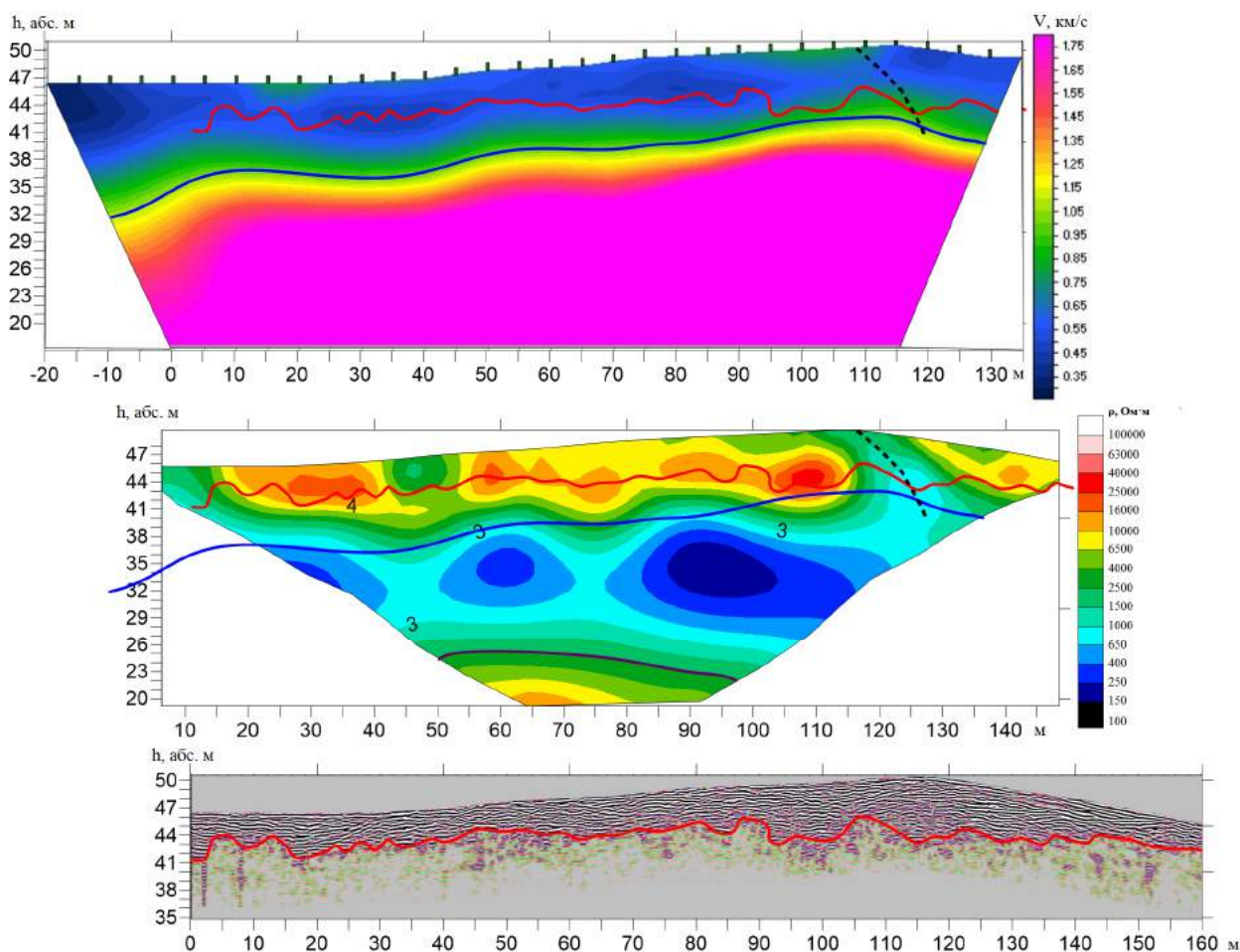


Рис. 2. Сейсмотомографический, электротомографический и георадиолокационный разрезы (сверху вниз) по профилю -2 с нанесенными интерпретационными границами. Пунктиром проведены предполагаемые сейсмодислокации

Высокоомная часть в верхней части геоэлектрического разреза со значениями УЭС 10-34 кОм·м коррелирует с георадарной фацией с интенсивными осями синфазности. При этом с начала до 110 м георадарного профиля наблюдается большое число нечетких дифрагированных волн над локальными объектами, что указывает на содержание валунов и гравия в толще песка. В районе 110–120 м происходит частичное затухание сигнала, связанное с увеличением глинистой составляющей. С 120 до 160 м оси синфазности становятся более протяженными, с выраженной слоистостью, то есть в этой части валуны отсутствуют. Для толщи значение диэлектрической проницаемости было установлено равным 9, что соответствует увлажненным пескам.

В средней части георадарного разреза сигнал затухает. По данным электротомографии, УЭС в этой области падает до 100-1000 Ом·м, что связано с наличием глин.

В нижней части электротомографического разреза наблюдаются повышенные сопротивления до 10 кОм·м, которые могут отвечать коренным породам – возможно, габбро. Положение границ на геоэлектрическом разрезе может быть недостоверным из-за снижения разрешающей способности с глубиной, а также из-за завышения мощности проводящих горизонтальных слоев, связанного с особенностями инверсии.

Скорости сейсмических волн в верхней части разреза по данному профилю составляют 300–1000 м/с, что соответствует пескам. Ниже скорости повышаются до 1–1.75 км/с, что соответствует глинам.

Таким образом, всеми методами выделяется граница между песками и глинами, электротомография также позволяет установить наличие коренных пород. На разрезе выделена предполагаемая сейсмодислокация. В таблице 1 приведены сводные данные о физических свойствах горных пород в пределах каждого из выделенных слоев на данном профиле.

Таблица 1. Физические свойства горных пород, слагающих Кажминский оз

№ слоя	абс. высоты, м	уэс, Ом·м	V, м/с	эпсилон
1	32–50	10^4 – $34 \cdot 10^3$	300–1000	9
2	25–42	10^2 – 10^3	1000–1750	
3	<20–25	$25 \cdot 10^2$ – 10^4		

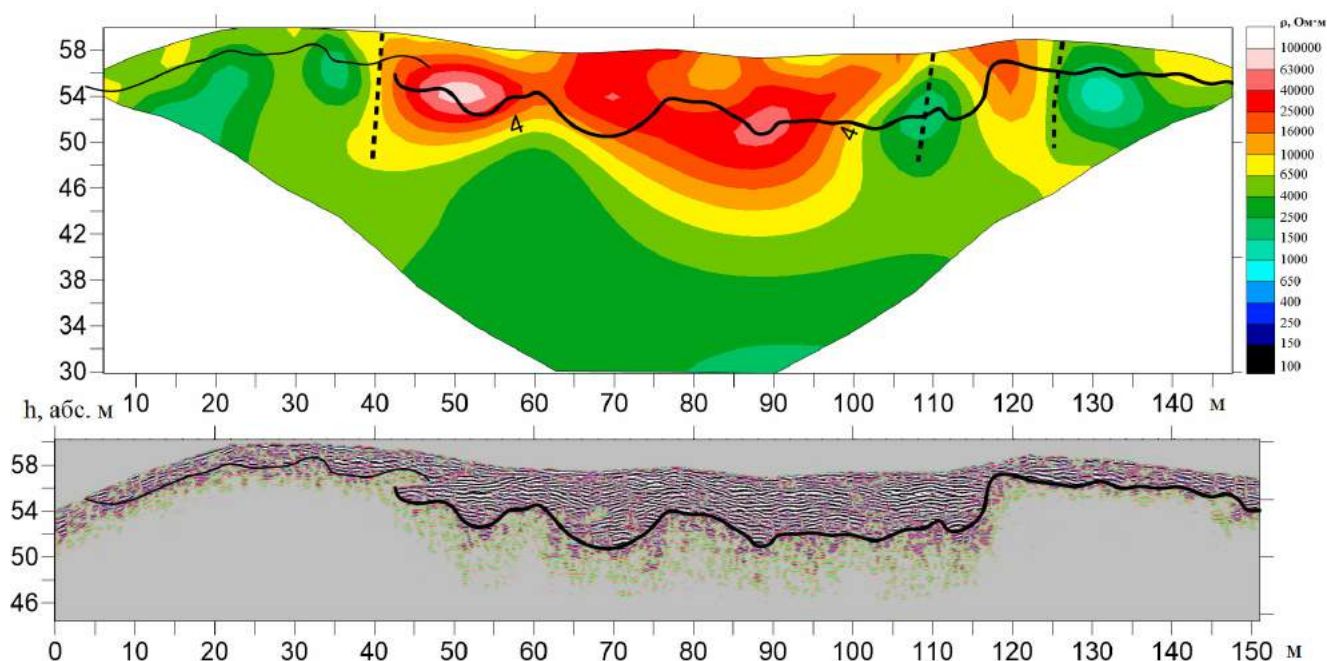


Рис. 3. Электротомографический и георадиолокационный разрезы по профилю 8 с нанесенными интерпретационными границами. Пунктиром проведены предполагаемые сейсмодислокации

Остальные профили через Кажминский оз были исследованы методами георадиолокации и электротомографии. Рассмотрим один из них.

На разрезах по профилю 8 отмечена хорошая корреляция данных георадиолокации и электротомографии (рис. 3). В центральной части, с 44 до 120 м профиля, в верхней части геоэлектрического разреза выделяется зона повышенных сопротивлений (10–80 кОм·м). На радарограмме эта область характеризуется прерывистыми интенсивными осями синфазности с большим количеством единичных, нечетких дифрагированных волн над локальными объектами. Эта толща интерпретирована как песчано-гравийная, сложенная среднезернистым песком с включениями валунов и гравия.

В начале и в конце профиля (0–44 и 120–150 м) в волновой картине выражены прерывистые оси синфазности, наблюдается повышенное затухание сигнала за счет увеличения содержания глинистого вещества. По данным электротомографии, удельное сопротивление в нижней части разреза имеет значения около 1 кОм·м, а электромагнитный сигнал затухает, что указывает на повышенное содержание глин в данной толще. На разрезе также прослеживаются разрывные нарушения.

Таким образом, наблюдается широкое, но неравномерное распространение ленточных глин в теле озовой гряды, толща песков с валунами и гравием в его верхней части, также неоднородная по составу и невыдержанная по мощности, и кровля коренных пород, прослеженная на некоторых профилях.

Закключение. В результате проведенных геофизических исследований Кажминского оза было изучено строение озовой гряды, отличающееся значительной неоднородностью, выделены толщи, различные по физическим свойствам и литологическому составу, а также прослежены сейсмодислокации, характерные для озоз Заонежья. При работе на подобных объектах геофизические методы позволяют расчленять различные по составу слои, прослеживать границы при отсутствии многочисленных данных бурения, а также выявлять неоднородности в разрезе и разрывные нарушения.

Список литературы

1. Бискэ Г.С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 307 с.
2. Бискэ Г.С., Лак Г.П., Лукашов А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А., Сыромятина Н.Д. Отчет по теме: «Геолого-геохимические особенности четвертичных отложений Онего-Сегозерского водораздела и Заонежья, как основа для поисков закрытых месторождений». Институт геологии, г. Петрозаводск, 1966 г.
3. Родионов А.И. Опыт проведения и актуальность георадиолокации флювиогляциальных форм рельефа при разведке месторождений песка и песчано-гравийных смесей. Материалы XXVI молодежной научной школы-конференции «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии», Петрозаводск, 2015 г.
4. Родионов А.И., Рязанцев П.А. Георадиолокационное изучение ледниковых отложений в юго-западной Карелии // Вестник ВГУ. Серия: геология. 2017. № 1. С. 123–129.
5. Holst N.O. Om de glaciala rullstenssarne. Geol. Foren. i Stockholm Forh., vol. 3, 1876–1877, pp. 97–112.
6. Strandmark P.W. Om rullstensbildningarne och sattet hvarpa de blifvit danade Laroverksprogram. Helsingfors, 1885.

ПОИСК И ЛОКАЛИЗАЦИЯ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕТОДОМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

Родионов А.И.¹, Николаева С.Б.², Рязанцев П.А.¹

¹Институт геологии Карельского научного центра РАН, fabian4695@gmail.com

²Геологический институт КНЦ РАН

Введение. Изучение четвертичных отложений является важной и достаточно сложной задачей для геологических дисциплин. Анализ строения ледниковых форм рельефа, а также водоемов, образовавшихся в межледниковые периоды, может играть важную роль в процессе восстановления климатических условий формирования среды, а также при выделении катастрофических событий, произошедших в четвертичный период (Николаева и др., 2016).

На территории Фенноскандинавского щита, в частности в ее северной части, четвертичные отложения представлены осадками, накопившимися в период последнего верхневалдайского оледенения, в ходе которого регион был, подвергнут мощной экзарации ледниковыми массами.

Изучение ледниковых отложений, как правило, осуществляется методами прямого отбора проб, а именно: в ходе отработки шурфовых канав на суше и бурением скважин в процессе исследований на водных объектах. Однако, стоит отметить, что в качестве дополнения к имеющимся методикам все чаще включают методы малоглубинной геофизики, в частности георадиолокация (Neal, 2004).

В литературе имеется множество примеров использования георадиолокации для исследования малых водоемов. Так, например, в публикации (Gomez, Miller, 2017) показано применение георадиолокации при изучении залегания осадков береговых склонов и озерных отложений. Георадар позволил авторам установить, как слои с отличающимся генезисом отражаются в волновом поле. Существует пример получения батиметрических карт водоема на основе данных георадиолокации (Bava and Sambuelli, 2012). Исследователями отмечается высокая эффективность этого метода при определении глубин. Отдельно в работе освещается важность учета величины удельной электрической проводимости воды (σ_w) при оценке глубинности распространения полезного сигнала.

Исследуемый объект. В данной работе описывается опыт применения георадиолокации на малом озере, расположенном на Кольском полуострове, в водораздельной зоне крупнейшего водоема региона – озере Имандра. На данном объекте в период с 2013 по 2015 год, сотрудниками КНЦ РАН были пробурены несколько скважин и получены детальные буровые колонки с шагом измерения 5–10 см. В ходе изысканий, в толще донных осадков был выделен горизонт, содержащий повышенное количество древесных осадков, а так же песка и алеврита. Присутствие в разрезах озер аномального («брекчиевого» или «маркирующего») горизонта явно указывает на катастрофические изменения условий осадконакопления. Судя по характеру нарушений, образование осадков было быстрым, одномоментным, что возможно только в результате сильного встряхивания во время землетрясения и связывается с сейсмогравитационными оползновыми процессами. По данным бурения размер оползневого тела 600 x 50 м. Радиоуглеродное датирование образца гиттии из горизонта ненарушенных осадков, подстилающих «брекчиевый» горизонт и обломок древесины из его верхней части свидетельствует об образовании этих 11 осадков в интервале времени 6.5–5.6 тыс.л.н. (радиоуглеродных) или 6.4–7.3 тыс.л.н. (кал.) (Николаева и др., 2016; Nikolaeva et al., 2017).

Методика и аппаратура. Съемка выполнялась георадаром серии ОКО-2, антенным блоком с центральной частотой 150 МГц. Разрешающая способность такой антенны составляет ± 30 см, а предельная глубина проникновения сигнала зависит от электрофизических свойств изучаемой среды и в среднем составляет 10 м. Обработка данных проведена в ПО GeoScan32. Исследования производились в зимний период со льда. Помимо георадиолокации, при помощи кондуктометра СОМ-100, была определена электропроводность воды, составившая 18 мкСм/см при общей минерализации в 7,9 ppm. Подобные низкие значения свидетельствуют о пригодности выбранного озера для изучения методом георадиолокации. Также оценивалась толщина льда, она варьируется в интервале от 0,5 до 0,7 м.

Результаты. Для исследования донных отложений водоема было выполнено 11 георадарных профилей по льду, общей длиной порядка 4 погонных км, при площади озера 0,33 км². Профили были заложены по нерегулярной сети и сконцентрированы в области расположения геологических скважин (Николаева и др., 2016).

В качестве примера регистрируемых данных, на рис. 1 приводится схема интерпретации радарограммы по профилю № 6. На первом этапе изучается временной разрез (рис. 1А), так как при работе со льда зачастую возникает ряд интенсивных помех, для улучшения данных выполнялась частотная фильтрация записи. Анализ радарограммы позволил выделить оси синфазности и времена прихода сигнала для четырех основных отражающих границ (ОГ) которые мож-

но соотнести с границами: лед–вода, вода–гиттия, гиттия–минеральное основание, а также характерный горизонт в толще гиттии, который рассматривается как маркирующий. Этот горизонт, как уже отмечалось, сложен смесью разных пород, что создает разность электрофизических свойств, вызывающих формирование интенсивного рефлектора.

В интервале между ОГ определены георадарные комплексы, отражающие вещественный состав слоев. Например, в воде отсутствуют оси синфазности внутри слоя, а гиттия характеризуется наличием субпараллельных протяженных осей. Минеральное основание имеет более сложную георадарную картину – бугристую неоднородную структуру записи, с фрагментами протяженных осей синфазности, участками дифрагированных волн и областями затухания. Это позволяет предположить наличие песков разной крупности и формы залегания. Кроме того, на записях фиксировались области срыва протяженных осей синфазности как возможные признаки дислокаций, а также наиболее проявленные волны-помехи.

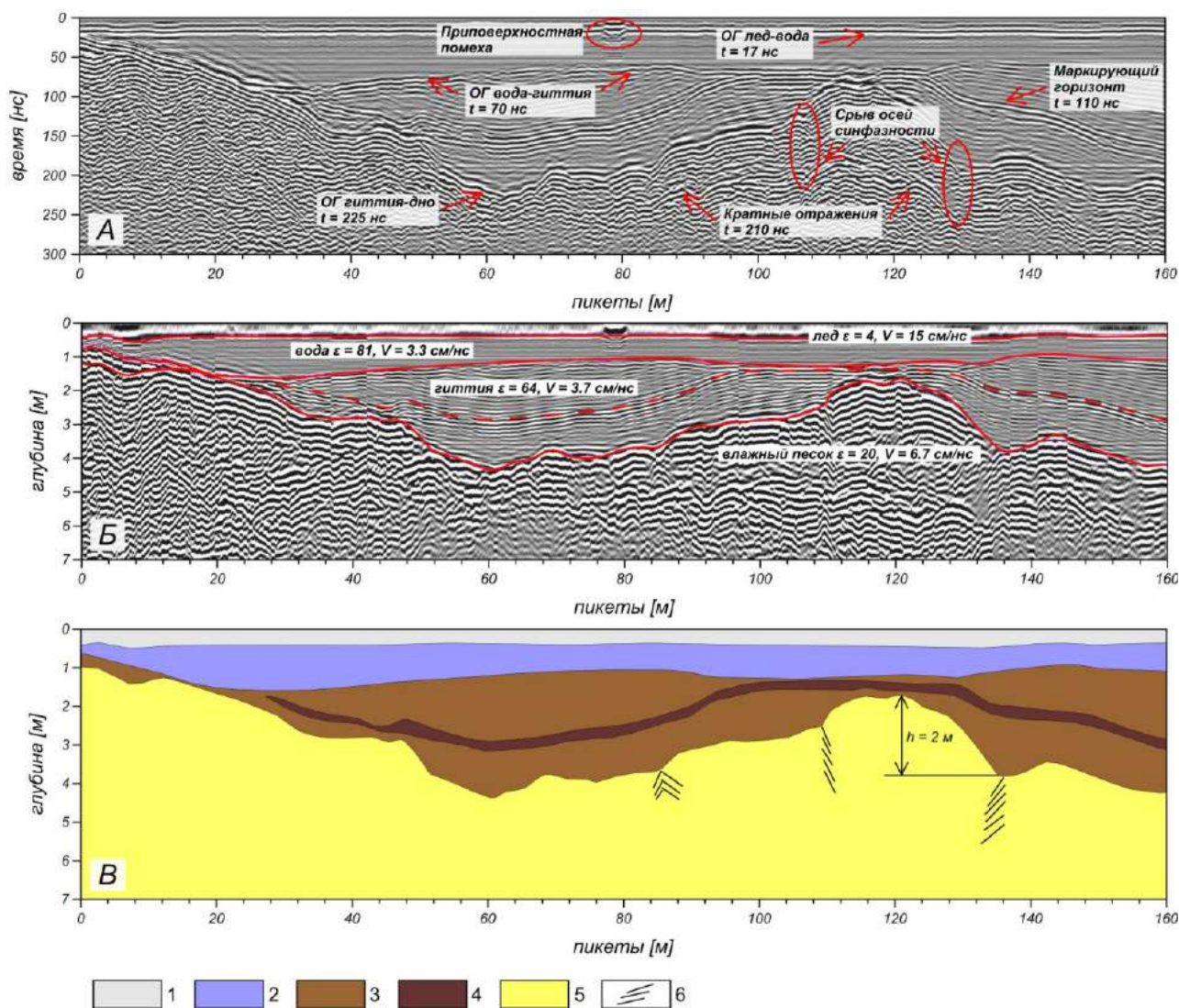


Рис. 1. Профиль георадиолокации 6 с временной разверткой 300 нс (А), пересчитанный в глубинный после ввода ϵ (Б) и результаты интерпретации (В), где: 1 – лед, 2 – вода, 3 – гиттия, 4 – маркирующий горизонт, 5 – пески, 6 – области смещения

На втором этапе выполняется переход к глубинному разрезу путем пикирования выделенных слоев и присвоения им параметра ϵ (рис. 1Б), что позволило определить скорость электромагнитной волны и рассчитать глубину залегания каждого слоя. В данном случае для льда и во-

ды использовались справочные значения ϵ , а для гиттии и подстилающего ее песка величина ϵ определялась по набору дифрагированных волн. Льду было присвоено значение $\epsilon = 4$ и $\epsilon = 81$ для воды. Величина ϵ для гиттии составила 64, а для минерального основания $\epsilon = 20$.

В итоге, трассировано положение границ каждого слоя и составлен геологический разрез (рис. 1В). По полученным данным установлена мощность гиттии и оценено изменение конфигурации маркирующего горизонта, локализована область тектонических нарушений в минеральных осадках с амплитудой 1,2–1,7 м.

Поскольку интерпретация данных георадиолокации не всегда однозначна, в статье приводятся результаты комплексного подхода, где информация, полученная с помощью георадара, сравнивается и заверяется данными детального бурения и литостратиграфического изучения осадков, а также геоморфологическими наблюдениями из близлежащих наземных территорий которые были опубликованы ранее (Nikolaeva et al., 2017). Профили георадиолокации привязывались по координатам к скважинам, что позволило сравнить фрагменты радарограмм и литостратиграфические колонки (рис. 2).

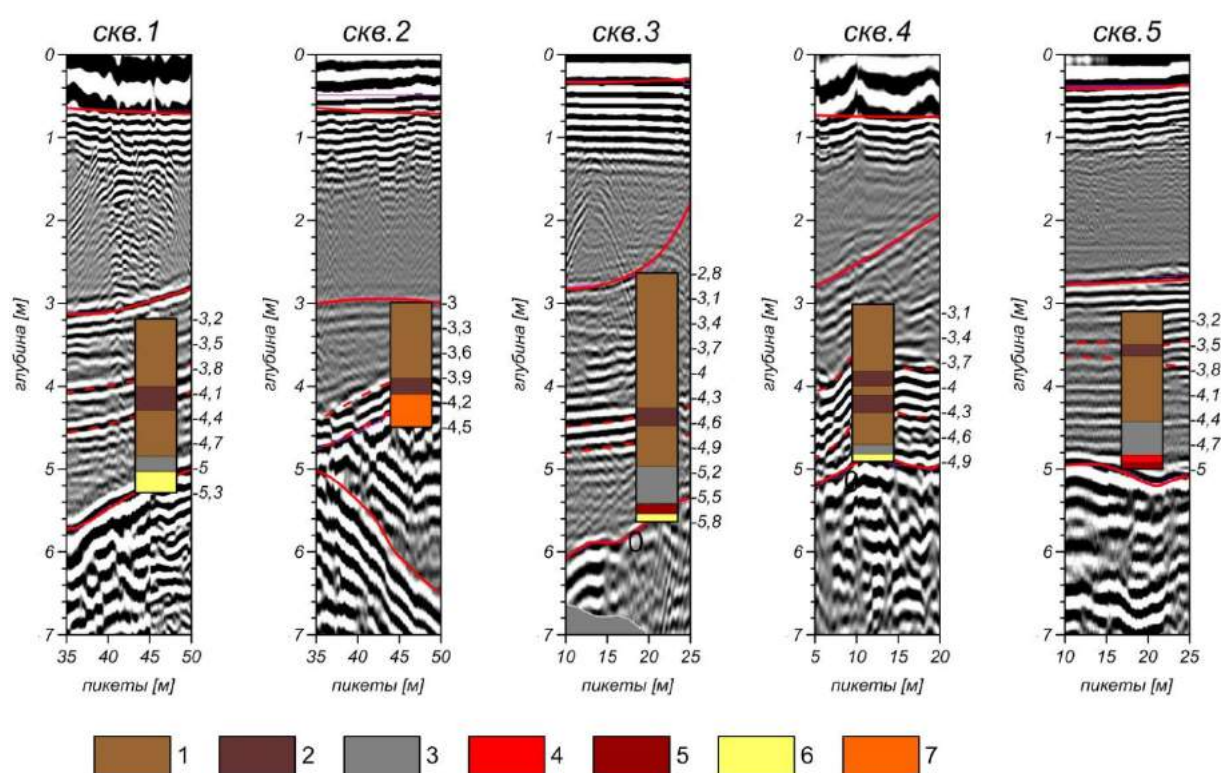


Рис. 2. Сопоставление фрагментов радарограмм и литостратиграфических колонок кернов донных отложений по (Николаева и др., 2016).

1 – гиттия коричневого цвета; 2 – брекчиевый (маркерный) горизонт; 3 – гиттия черного цвета; 4 – гиттия с алевритом; 5 – алеврит; 6 – песок; 7 – песок с прослоями гиттии и алеврита

Выводы. Применение метода георадиолокации позволило быстро и детально обследовать водоем. Данные бурения значительно облегчили процесс интерпретации радарограмм и соотнести геологические слои с характерными участками волнового поля. Помимо выделенного в ходе бурения маркирующего горизонта, использование георадиолокации позволило локализовать участки, подвергнутые тектоническому воздействию после его формирования, что позволяет рекомендовать данный метод при проведении такого рода работ.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №17-35-50079 «Поиск и локализация нарушений и деформаций в четвертичных отложениях восточной части Фенноскандинавского щита методом георадиолокации».

Список литературы

1. Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б., Толстобров Д.С. Следы катастрофических процессов в донных осадках озер западного побережья озера Бабинская Имандра (Кольский регион) // Известия Русского Географического Общества. 2016. № 4. С. 38–52.
2. Bava S., Sambuelli L. Case study: A GPR survey on a morainic lake in northern Italy for bathymetry, water volume and sediment characterization // Journal of Applied Geophysics. 2012. V. 81. P. 48–56.
3. Gomez C., Miller J. Ground Penetrating Radar Analysis of Slope and Lake Sediments Interplay: A Survey of Lake Pearson // [Research Report] Kobe University. 2017.
4. Neal A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress // Earth-Science Reviews. 2004. 66 (3–4). P. 261–330.
5. Nikolaeva S.B., Lavrova N.B., Denisov D.B. A catastrophic Holocene event in the lake bottom sediments of the Kola region (northeastern Fennoscandian shield) // Doklady Earth Sciences 2017. T. 473. № 1. P. 308–312.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ЛОКАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ МЕТОДА ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

Родионов А.И.¹, Рязанцев П.А.¹, Киброев И.С.²

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, fabian4695@gmail.com

² Петрозаводский государственный университет

Введение. Методы малоглубинной геофизики находят все большее применение при решении инженерных и инженерно-геологических задач. Одним из методов изучения приповерхностной части разреза является георадиолокация. Данный метод хорошо зарекомендовал себя в сфере инженерной геофизики при выполнении неразрушающего контроля различных сооружений, а так же обнаружения скрытых коммуникаций. К таким коммуникациям могут относиться различные линейно вытянутые объекты, к примеру, трубы, кабель каналы и армированные крепежи бетонных конструкций. Их выделение основывается на возникновении явления дифракции электромагнитной волны над локальными объектами. В случаях протекания дифракции на радарограммах фиксируются оси синфазности в форме гиперболы, размах крыльев которых может зависеть от множества факторов. Анализ геометрии гипербол позволяет осуществлять расчет скорости прохождения электромагнитной волны и относительной диэлектрической проницаемости (ϵ) вмещающей локальный объект среды. Правильное определение параметра ϵ является очень важным, потому что именно от него зависит, насколько точно временной разрез будет присчитан в глубинный. Именно этот факт обуславливает интерес исследователей к дифракции.

Методы и подходы. Одним из способов упрощения процесса интерпретации георадиолокационных данных является определение волновых картин характерных для определенных геологических обстановок, так называемых поисковых образов. Подобные образы могут быть получены при помощи построения математических моделей или при выполнении натурных экспериментов. Физическое моделирование имеет преимущество в сравнении с математическим, так как выполняется в относительно идеальных и контролируемых условиях, но с применением реальных физических объектов и систем наблюдения.

Исполнение и форма измерительных ячеек для физического моделирования весьма разнообразна и напрямую зависит от преследуемых исследователями целей и задач. Наиболее распространенным является применения бака или емкости, заполненной однородной средой. При моделировании в бак вносятся неоднородности необходимой конфигурации, обладающие известными физическими свойствами и геометрией, после чего изучается степень и характер их влияния на волновое поле георадиолокации. Сбор данных проводится при помощи высокочастотных георадарных антенн (1–2 ГГц), что обеспечивает получение волновой картины сходной с результатами полевых наблюдений.

Эффективность такого подхода наглядно демонстрируется в ряде научных работ, где изучались: миграция загрязнения среды нефтепродуктами (Glaser et al., 2012); фазовые изменения сигнала для трещин скального массива разного размера и заполнения (Markovaara-Koivisto et al., 2014); поглощающие свойства среды (Владов, Пятилова, 2015); влияние поляризации сигнала при поисках локальных объектов (Sagnard, Tebchrany, 2015); мощность жил льда (Титов, Петлеванный, 2014). Одним из направлений также является изучение явления дифракции, описанное в статье (Liu et al., 2013). В ней приводится описание эксперимента, в ходе которого произведено натурное и математическое моделирование массива состоящего из валунов с линейными размерами от 150 до 330 мм и песка. Измерения выполнялись антенным блоком с центральной частотой в 900 МГц. По результатам исследования было продемонстрировано несовпадение, выраженное наличием интенсивной дифрагированной волны на математической модели и ее отсутствием при физическом моделировании. Авторы отмечают, что данный факт может указывать на наличие параметров среды, которые не были учтены при проведении опытов.

В данной работе приводятся результаты лабораторного эксперимента выполненного с применением георадара оснащенного высокочастотной антенной. Целью эксперимента было установить, каким образом пространственное положение локального объекта влияет на протекание дифракции.

Методика и аппаратура. Лабораторный эксперимент, показанный в статье, выполнялся в измерительной ячейке, представляющей собой пластиковый бак габаритами 800x500x400 мм. Он был наполнен песком, мощность которого составила 300 мм. Песок средне-мелкозернистой фракции (ГОСТ 8736-9), со следующим минеральным составом: кварц – 72%, плагиоклаз – 24%, глинистое вещество – 2%, тонкозернистые агрегаты – 2%. Модуль крупности песка – 1,67, коэффициент фильтрации – 6,5 м/сут. В центральной части бака на глубине 150 мм был закопан стальной брусок 20x30x400 мм. В начале эксперимента локальный объект был заложен перпендикулярно георадарным профилям исследования. В ходе эксперимента объект поворачивался с шагом 10° в горизонтальной плоскости, после чего осуществлялась георадарная съемка модели.

Съемка выполнялась георадаром ОКО 2, оснащенный антенным блоком АБ 1700 с центральной частотой передающей антенны 1700 МГц и с заявленной разрешающей способностью ± 30 мм. Расстояние учитывалось встроенным в антенный блок датчиком перемещения ДП-АБ1700, с диаметром колеса 50 мм, шаг зондирования составлял 5 мм. Разверстка по глубине составляла 32 нс, величина накопления сигнала 8. Съемка проводилась по сети профилей, расположенных вдоль всей длины бака, расстояние между профилями составляло 70 мм. Данные регистрировались и обрабатывались в программном обеспечении GeoScan 32.

Результаты исследования. Результаты эксперимента показали, что изменение пространственного положения линейного объекта находит отражение на радарограммах. На рис. 1 демонстрируются некоторые радарограммы полученные при изучении модели. Рис. 1А соответствует условиям, при которых вытянутая плоскость металлического бруска перпендикулярна ходу георадарной антенны (угол поворота 0°). Параметр ϵ использованного песка соответствует значению 3 ед, значение ϵ , рассчитанное в результате анализа гиперболы дифрагированной волны составило 3,27 ед. На рис. 2Б локальный объект был повернут на 30° по горизонтальной оси. При изменении конфигурации заложения бруска изменилась геометрия крыльев гиперболы, маркирующей локальный объект на радарограмме. Крылья стали положе, ϵ , вычисленное программно, составило 2 ед. Рис. 3В, соответствует волновому полю, при котором локальный объект был повернут на 90° относительно своего первоначального положения. При такой конфигурации заложения бруска сформировалась граница – линейная ось синфазности маркирующая его пространственное расположение. Явление дифракции фиксируется не явно, гиперболы слабо выражены и локализованы в начальной и конечной точке залегания локального объекта. При таком положении бруска установить значение ϵ по гиперболе не представилось возможным.

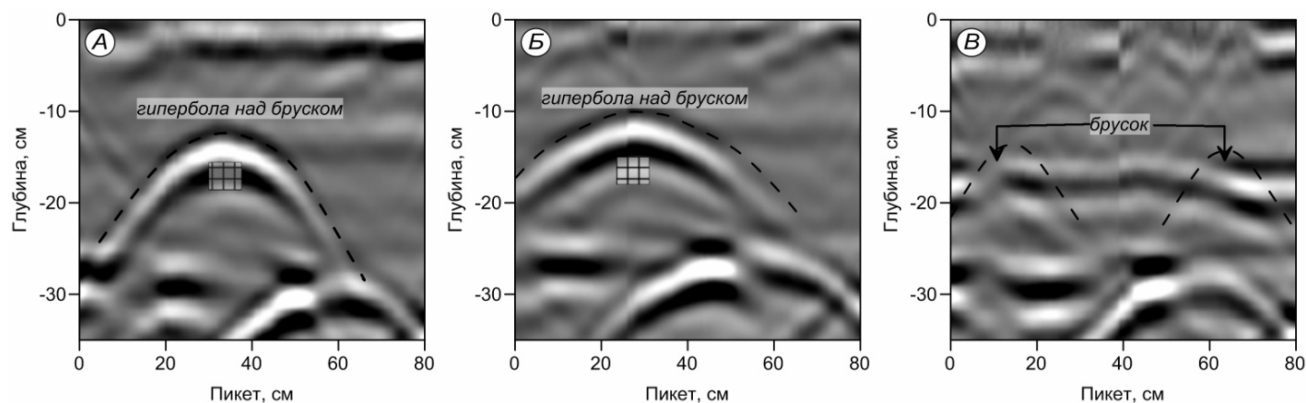


Рис. 1. Изменение волнового поля при повороте локального объекта:
 А – на 0°; Б – на 30°; В – на 90°

Фиксируемое в ходе эксперимента изменение дифракции было проиллюстрировано на рис. 2. С изменением угла поворота наблюдается формирование оси синфазности – границы маркирующей линейное положение бруска. В случае поворота объекта на 90° в его краевых точках возникают две слабо проявленных гипербола (рис. 1В). При этом параметр ε , вычисляемый по гиперболам в ходе эксперимента, претерпевает значительные изменения связываемые с положением объекта относительно хода георадарной антенны.

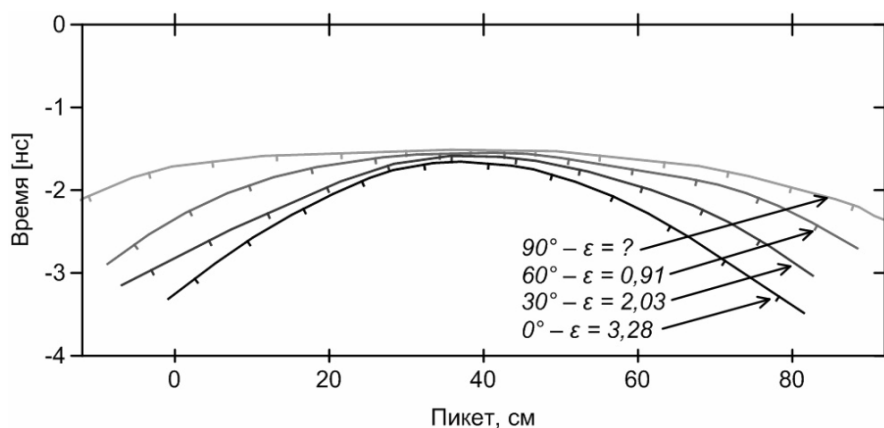


Рис. 2. Изменения характера дифракции фиксируемое при повороте локального объекта на:
 1 – 0°; 2 – 30°; 3 – 60°; 4 – 90°

Выводы. В результате выполнения лабораторного эксперимента была выявлена прямая связь между получаемым волновым полем и пространственным расположением локального объекта. Установлено, что изменение угла между ходом георадарной антенны и вытянутой гранью локального объекта приводит к изменению геометрических характеристик усов дифрагированных волн, наблюдаемых на радарограммах. Этот факт приводит к изменению ε вычисляемого программно. Полученные сведения могут найти применение в инженерной и поисковой геофизике, на работах связанных с выделением линейно вытянутых неоднородностей.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-35-00020 «Изучение параметров георадарного сигнала при физическом моделировании разных геологических условий».

Список литературы

1. Владов М.Л., Пятилова А.М. Оценка поглощающих свойств среды при георадиолокационных исследованиях в лабораторных условиях // Геофизика. 2015. № 6. С. 55–60.
2. Титов А.В., Петлеваний Д.И., Крылов С.С. Физическое моделирование распространения георадарных сигналов при решении геоэкологических задач // Инженерные изыскания. 2014. № 12. С. 10–16.

3. Glaser D.R., Werkema D.D., Versteeg R.J., Henderson R.D., Rucker D.F. Temporal GPR imaging of an ethanol release within a laboratory-scaled sand tank // *Journal of Applied Geophysics*. 2012. V. 86. 133–145.
4. Liu L., Li Z., Arcone S., Fu L., Huang Q. Radar wave scattering loss in a densely packed discrete random medium: numerical modeling of a box-of-boulders experiment in the Mie regime // *Journal of Applied Geophysics*, 2013. V. 99. P. 68–75.
5. Markovaara-Koivisto M., Hokkanen T., Huuskonen-Snicker E. The effect of fracture aperture and filling material on GPR signal // *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 2014. V. 73. P. 815–823.
6. Sagnard F., Tebchrany E. Using polarization diversity in the detection of small discontinuities by an ultra-wide band ground-penetrating radar // *Measurement*. 2015. V. 61. P. 129–141.

РАЗРАБОТКА ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ КАРТЫ ГЛУБИН ОЗ. ЛОШАМЬЁ ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОЙ СЪЕМКИ

Себровский К.Э., Лебедев С.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, sebrovskiy.k@gmail.com

Введение. При опробовании озерных донных отложений схема и густота точек отбора проб должна учитывать глубину и характер рельефа дна. Это позволит улучшить представительность эколого-геологического мониторинга. Возник вопрос: как этого можно добиться, не прибегая к специальным промерам глубин, а используя данные других измерений.

В феврале 2017 года сотрудниками и студентами кафедры экологической геологии Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета совместно с администрацией Национального парка «Смоленское поозерье» на территории озера Лошамьё проводился комплекс эколого-геологических исследований, среди которых была георадиолокационная съемка. Для проведения георадиолокации использовался георадар «ОКО-2» с антенной АБ-150 (центральная частота 150 МГц).

Результаты съемки. Измерения проводились в период ледостава по набору профилей. Координаты начала и конца каждого профиля фиксировались GPS-навигатором. Так как озеро Лошамьё имеет вытянутую вдоль направления северо-запад – юго-восток форму, георадиолокационные профили были проложены поперек этого направления. В создании карты использовалось 11 профилей (рис. 1).

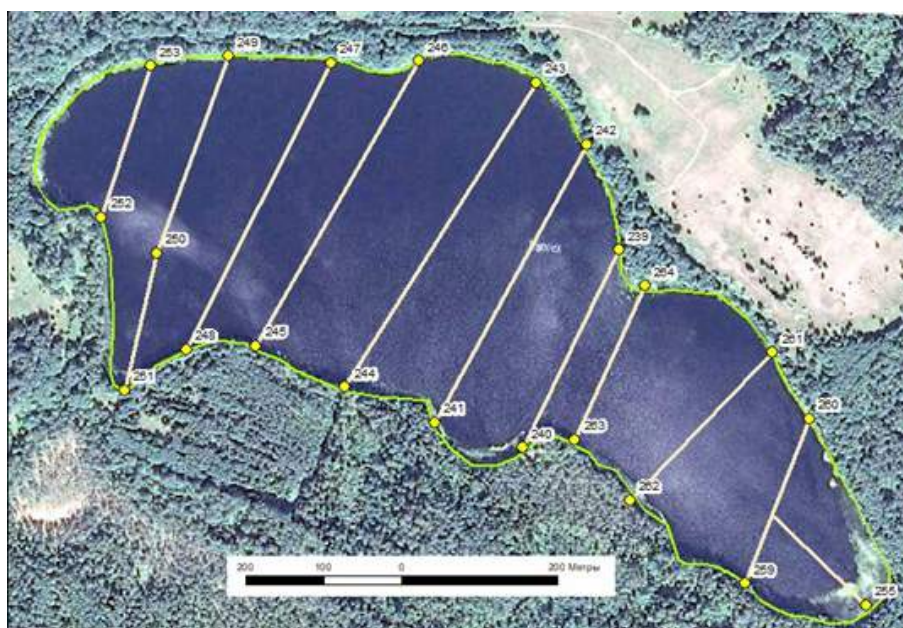


Рис. 1. Схема расположения георадиолокационных профилей на оз. Лошамьё

Каждому из профилей соответствуют георадиолокационные разрезы (рис. 2), которые стали основным источником данных для создания карты глубин озера. Так же были зафиксированы географические координаты начала и конца каждого из профилей, что помогло правильно пространственно привязать профили в цифровой модели. Длина профилей на местности колеблется от 200 до 500 м. На рис. 2 в качестве примера приведены результаты георадиолокационного исследования по профилю 256–255. Цветной линией на рисунке показана поверхность дна.

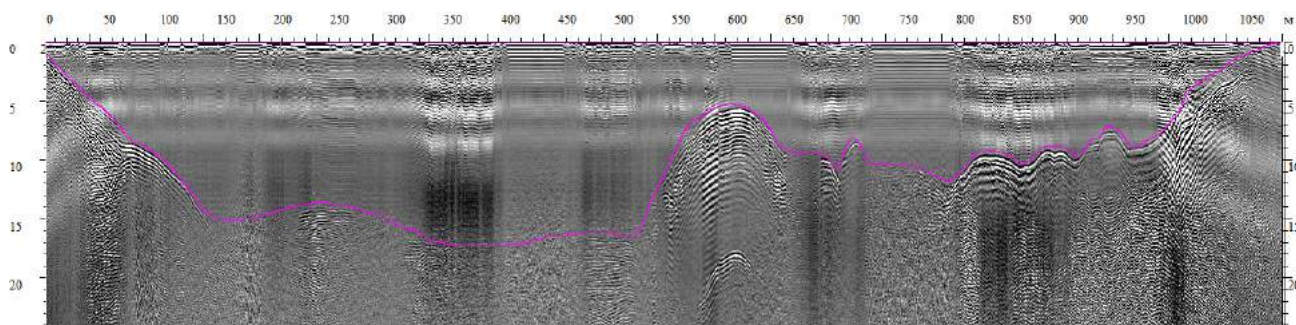


Рис. 2. Георадиолокационный разрез по профилю 256–255

Обработка данных профилирования. Основной проблемой на начальном этапе было то, что необходимые для построения цифровой модели данные были представлены в виде 11-ти растровых изображений в формате bmp, а конечными данными должно быть достаточное количество точек на привязанной топооснове со значениями глубин приемлемой точности в каждой точке. Наиболее оптимальным решением проблемы стала полуавтоматическая векторизация каждого из изображений. С векторизацией изображений как нельзя лучше справляется пакет программ Easy Trace, который, по своей сути, предназначен для работы с оцифрованными копиями бумажных карт, фотоснимками местности и т.п.

Трассировкой в Easy Trace называется процесс полуавтоматического или ручного прослеживания линии по ее изображению на растре (Easy Trace Professional ver. 9.x: Руководство пользователя. Часть 1, 2011). Среди множества методов трассировки выбор был остановлен на методе трассировки ломаных линий, так как этот метод дает оптимальное соотношение точности и количества данных (в нашем случае это количество точек с измеренными глубинами и расстоянием от начала профиля).

На рисунке ниже представлено сравнение двух методов трассировки (рис. 3): криволинейной (трассировки кривых) и прямолинейной (трассировки ломаных).

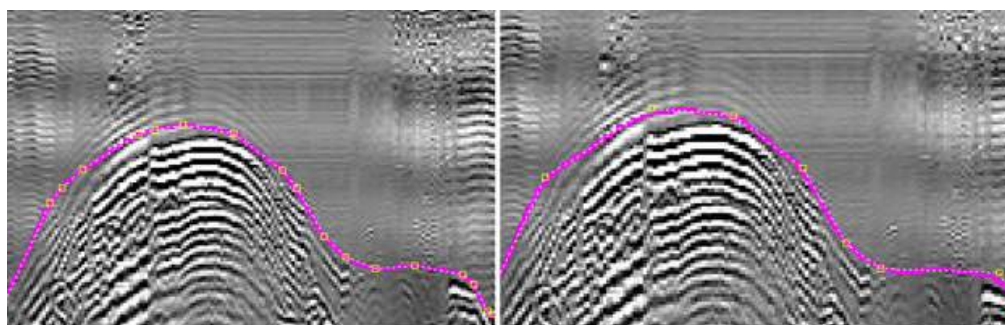


Рис. 3. Фрагмент результата трассировки разреза по профилю 256–255 методом трассировки кривых (слева) и ломаных (справа)

Как видно из рисунка, метод трассировки кривых в нашем случае избыточен (количество узлов может быть больше в 2–3 раза), а его точность выше лишь на доли миллиметра в масштабе изображения.

Процесс векторизации является достаточно сложным по своей сути, поэтому положение некоторых узлов корректировалось вручную, а в местах с резко отличающейся плотностью узлов (например, где их мало ввиду отсутствия резких перепадов глубины) добавлялись дополнительные. Каждый узел трассера хранится во внутренней системе координат (Лебедев, 2003), единицы измерения и начало координат которой задаются при создании проекта. В нашем случае это миллиметры и нижний левый угол изображения соответственно. Слой с этими точками экспортируется в табличный формат CSV и имеет вид, представленный на Таблице 1. В этой таблице каждой строке соответствует узел трассера и точка с определенной глубиной на будущей карте.

Таблица 1. Фрагмент таблицы с исходными данными для разреза по профилю 256–255

<X,Y,Z,Type>
9.278850,70.657100,0.000000,0
27.424250,53.286817,0.000000,0
31.310083,48.327067,0.000000,0
34.692600,47.288400,0.000000,0
40.117600,43.309683,0.000000,0
51.553317,29.077500,0.000000,0

Таблица 2. Фрагмент таблицы с конечными данными для разреза по профилю 256–255

X	Y
0,00	1,20
61,78	6,88
75,10	8,51
86,70	8,85
105,29	10,16
144,49	14,84

Далее инструментами программы Microsoft Excel и простыми математическими действиями эти данные приводятся к виду, соответствующему системе координат исходного рисунка (по вертикали глубина в метрах, а по горизонтали расстояние от начала профиля в метрах). В итоге из радиолокационных разрезов были извлечены данные глубин, которые были представлены в виде таблиц Excel с определенной глубиной и расстоянием от начала профиля. В среднем от 25 до 50 точек. В таблице 2 приведены данные уже непосредственно используемые в создании модели, где условный X – расстояние от начала профиля в метрах, а условный Y – глубина в метрах.

Опираясь на положение этих условных реперов – точек начала и конца каждого из профилей, и данные, полученные после векторизации каждого из разрезов, были нанесены точки с присвоением каждой атрибута глубины. В среднем на каждом из профилей идентифицировано от 25 до 50 точек. Всего получили 283 точки (рис. 4).

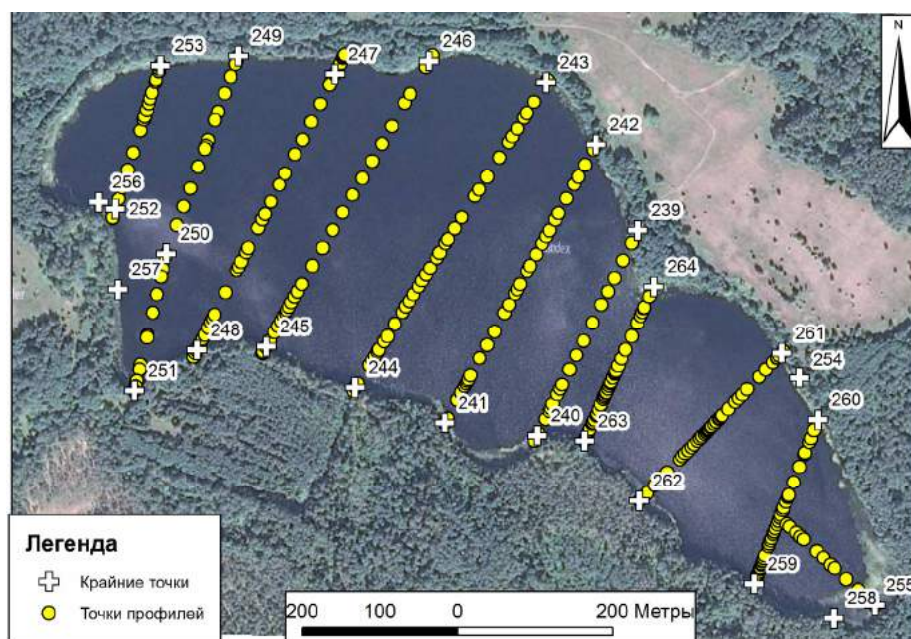


Рис. 4. Опорные точки и профили с точками с идентифицированными глубинами

Полученное поле точек было проинтерполировано инструментами ArcGIS геостатистическим методом – ординарным кригингом (ESRI, 2001). Результат был отображен методом изолиний с интервалом 3 метра и послойной окраской (рис. 5).

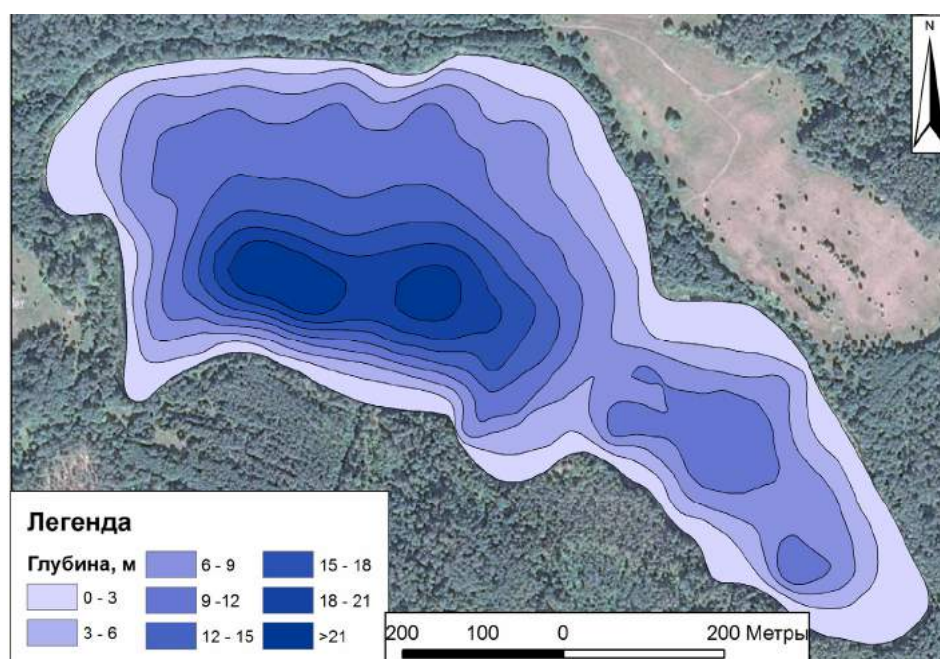


Рис. 5. Карта глубин озера Лошамьё

Вывод. По полученной в итоге карте невозможно делать точных измерений, однако для дачи приблизительной характеристики глубины озера и его характерных черт в рельефе дна вполне достаточно. Что уже полезно при планировании дальнейших исследований.

Широким перешейком озеро разделено на две части: на большую (около 0,28 км²) и более глубокую (до 25 м) северо-западную часть и меньшую (около 0,1 км²) и менее глубокую (до 12 м) юго-восточную часть. Так же по карте видно, что рельеф дна юго-восточной части более немного более изрезан по сравнению с северо-западной частью.

Список литературы

1. Easy Trace Professional ver. 9.x: Руководство пользователя. Часть 1., 2011. 273 с.
2. ESRI. ArcGIS 9 Geostatistical Analyst: Руководство пользователя. М.: Издательство DATA+, 2001. 278 с.
3. Лебедев С.В. Цифровая модель карты эколого-геологического содержания в ГИС ArcGIS: Учебное пособие. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2008. 196 с.

ОБРАБОТКА СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ ДАННЫХ МЕТОДОМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Шутов А.С.

Санкт-Петербургский государственный университет, alexandergk1998@mail.ru

Введение. В настоящее время использование метода преломленных волн для изучения верхней части разреза является достаточно перспективным направлением в инженерной сейсморазведке. Примечательно, что в задачах геолого-технического обоснования строительства различных сооружений метод преломленных волн имеет лидирующее положение по сравне-

нию с методом отраженных волн. Также стоит отметить, что метод преломленных волн успешно применяется при решении некоторых специальных задач – определение мощности структуры ледников, лавовых покровов после извержения вулканов и т.д. В данной же работе метод преломленных волн будет применяться для решения геолого-экологической задачи.

Сейсмическая томография базируется на определении скоростей сейсмических волн, направленных таким образом, чтобы «просветить» интересующий массив горных пород. Результатом обработки данных, полученных по методу сейсмической томографии, является скоростной разрез, позволяющий расчленить среду по ее скоростным параметрам, а также выявить локальные скоростные неоднородности.

Цели. Изучить метод преломленных волн, обработать данные методом сейсмической томографии, дать оценку полученному результату.

Задачи. Используя программу Zond2D произвести обработку полученных данных методом сейсмической томографии.

Методика выполнения работ. Методика и обработка данных изучались на примере работ, проведенных в Новгородской области. На исследуемой территории имеется захоронение радиоактивных отходов, а также подземные воды, поэтому возникает риск их миграции в случае, если подстилающий водоупорный слой залегает не горизонтально, а имеет наклон. Сейсмические работы на данном участке выполнялись с целью изучения скоростных параметров среды, где глубина исследования составляет 40 м. Используемые данные были предоставлены компанией «ООО ГеофизПоиск».

Сейсморазведочные работы на данном участке выполнялись методом преломленных волн с последующей сейсмотомографической обработкой. Схема наблюдений была выбрана в соответствии с последующей обработкой данных методом сейсмической томографии (2D профилирование) и методом первых вступлений. В ходе полевых наблюдений использовалась 48-ми канальная расстановка сейсмоприемников длиной 235 метров. Пункты возбуждения располагались с шагом в 10м, а пункты приема с шагом в 5 м. При этом расположение ПВ и ПП на профиле совпадало. Отметка момента возбуждения упругих колебаний фиксировалась с помощью пьезокерамического датчика. Шаг дискретизации при записи упругих колебаний составлял 0.5 мс, длина записи – 1 с.

В качестве регистрирующей аппаратуры была использована сейсмостанция «SGD-SEL». Сейсмоприемники устанавливались в грунт, а при отсутствии грунта – непосредственно на кристаллические породы посредством цементирующих масс. В качестве источника упругих колебаний использовали кувалды весом 6-8 кг, как правило, возбуждение упругих колебаний осуществлялось в грунте (иногда непосредственно по выходящим на поверхность плотным коренным породам).

Обработка сейсморазведочных данных. Обработка производилась в программе Zond2D. Для обработки были выбраны данные из 3 и 4 расстановки по профилю 1 (рис. 1). Программный пакет «ZondST2D» позволяет получить двумерное распределение скоростей для профильных измерений по временам первых вступлений методом сейсмической томографии.



Рис. 1. Расположение профилей

Первым этапом обработки было пикирование первых вступлений волн. Вторым этапом обработки была корректировка пикировки по взаимным временам. На рис. 2 представлен пример пикирования.

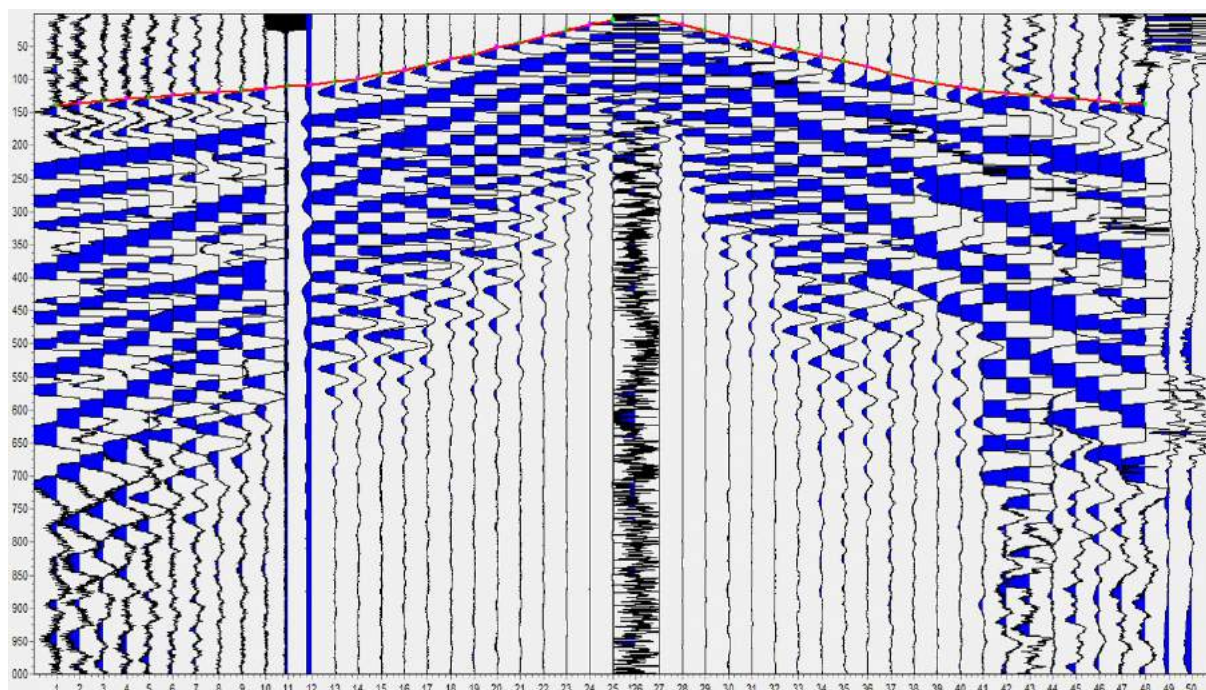


Рис. 2. Пример пикировки времен первых вступлений сейсмического сигнала в программе «ZondST2D». Расстановка 4

Построение двумерной скоростной модели среды. Заключительным этапом обработки полученных данных являлось построение двумерных распределений скоростей головных волн методом сейсмической томографии. Нужно было исследовать толщу пород на глубину 40м. На этапе томографической инверсии применялся итерационный подход к процессу решения прямой задачи, определению параметров решения обратной задачи и восстановлению двумерного распределения скорости.

Сначала решается прямая задача. На этапе решения прямой задачи выбирается модель среды. Даная модель подбиралась вручную, при помощи изменения скорости в первом и последнем ряду ячеек. Далее происходит сравнение расчетных времен прихода и данных, полученных в результате полевого эксперимента.

В процессе инверсии применялся метод последовательного перехода от восстановления глобального скоростного тренда и аномалий крупного размера к восстановлению локальных малоразмерных особенностей истинного скоростного распределения среды. Для этого при решении обратной задачи каждый раз определялись параметры регуляризации и сглаживания модели с общей тенденцией к последовательному их уменьшению. Было проведено 5 итераций со сглаживающими параметрами: 1, 0.1, 0.02, 0.005, 0.005. В процессе инверсии особое внимание уделялось графику изменения невязки по мере увеличения количества итераций. Сигналами к прекращению томографической инверсии являлось:

- Прекращение уменьшения или дальнейшее незначительное падение невязки;
- Начало фокусирования лучей в малоразмерных аномалиях и восстановление в них нереальных (по мнению обработчика) скоростей.

В итоге, после того как было замечено, что невязка после 4-й и 5-й итераций стала уменьшаться незначительно, было принято решение не производить последующие итерации.

Результаты. Примеры скоростных разрезов представлены на рисунках 3 и 4.

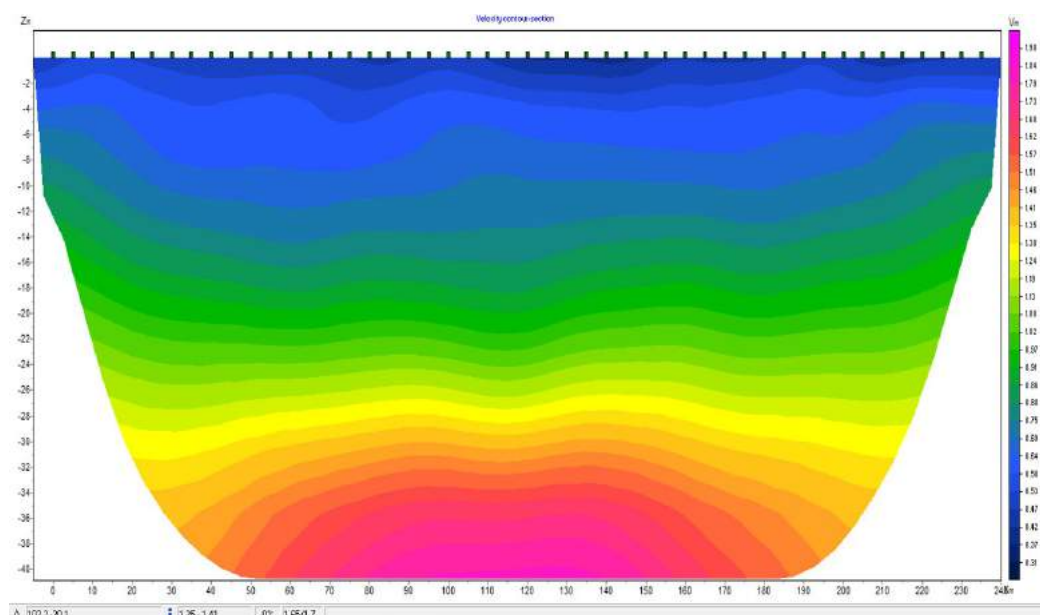


Рис. 3. Скоростной разрез в программе «ZondST2D». Расстановка 3

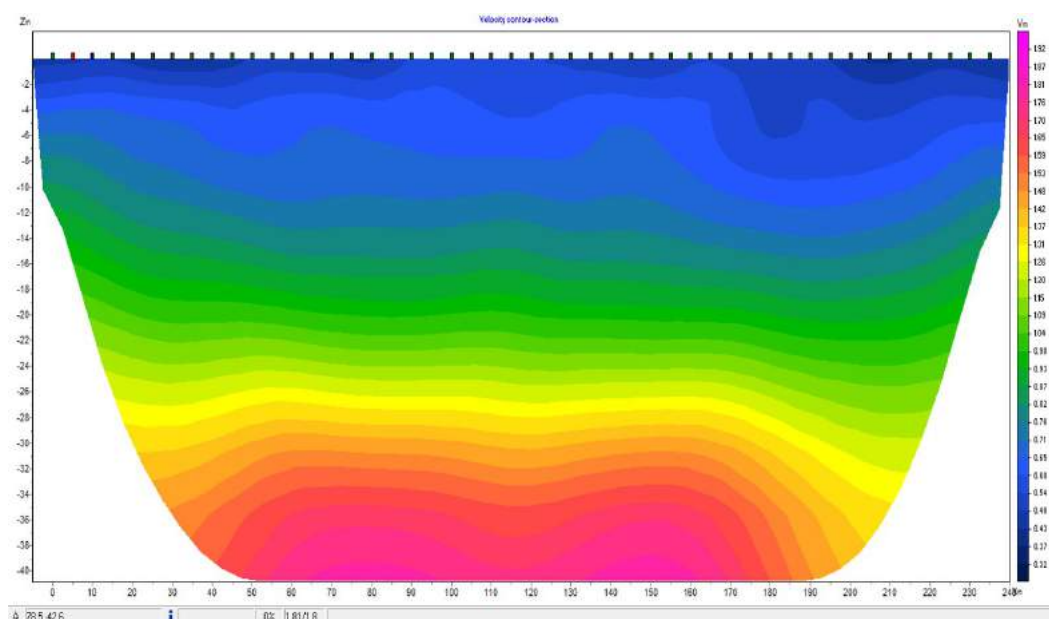


Рис. 4. Скоростной разрез в программе «ZondST2D». Расстановка 4

Заключение. Таким образом, в результате обработки данных методом сейсмической томографии было получено двумерное распределение скоростей для профильных измерений по временам первых вступлений методом сейсмической томографии. Как видно из скоростных разрезов среды, никаких скоростных аномалий не было обнаружено, скорость возрастает линейно, отчетливо прослеживается горизонтальность залегания слоев. Следовательно, падение водоупорного слоя не происходит, он залегает горизонтально, это говорит о том, что миграции радиоактивных отходов не будет происходить.

Список литературы

1. Дзевонский А., Андерсон Д. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16–25.
2. Аглонов С.В., Титов К.В. Геофизика для геологов. СПб: СПбГУ, 2010. 248 с.
3. Былевский Г.А., Петерсилье В.И. Применение томографии при геофизических исследованиях горных пород. М.: МГПИ «Геоинформмарк», 1992. 180 с.

Геоэкология и рациональное природопользование

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР – ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О ПРОШЛЫХ УСЛОВИЯХ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Даувальтер В.А.

Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, vladimir@inep.ksc.ru

Как известно, водоемы служат коллекторами всех видов загрязнения. Донные отложения накапливают «сведения» о потоках элементов в биосфере в историческом срезе. Они являются важным источником информации о климатических, геохимических, экологических условиях, существовавших на водосборе и в самом водоеме, позволяют оценить современное экологическое состояние воздушной и водной сред.

Исторически сложилось так, что оценка содержания элементов в водных системах проводилась только на основании анализа образцов воды. Эта оценка включала определение общих и растворенных концентраций элементов и соединений посредством отбора и анализа соответственно нефiltrованной и фильтрованной воды. Концентрации, связанные со взвешенными веществами (взеси, сестон), определялись косвенно с помощью разницы между общими и растворенными концентрациями. Понятно, что при таком подходе достоверность результатов химических анализов взвешенных веществ вызывает сомнение. В результате качество воды определяется на основе концентраций различных веществ, обнаруженных в растворе. Однако в большинстве водных систем концентрации тяжелых металлов во взвешенных веществах и в верхних слоях донных отложений намного выше, чем концентрации веществ, растворенных в водной толще. Тесная связь некоторых тяжелых металлов (например, As, Cd, Hg, Pb, Zn) с сестоном и донных отложений означает, что распределение, геохимическая миграция и доступность этих элементов для гидробионтов не могут быть правильно оценены только посредством отбора проб воды и анализа растворимой фазы.

Донные отложения являются хранилищами для многих загрязняющих веществ и поэтому должны быть тщательно исследованы при оценке качества воды, например при использовании водоемов для целей питьевого водоснабжения или рыбозахвата. Во-первых, участки накопления ненарушенных донных отложений водоемов фиксируют все изменения геохимических, климатических, экологических условий на территории водосбора. Если будет найден достаточно большой и стабильный участок накопления донных отложений, это позволит исследователю изучать изменения во времени, устанавливать фоновые уровни, с которыми можно будет сравнить и сопоставить существующие условия. Во-вторых, под влиянием изменения физико-химических условий окружающей среды (например, pH, Eh, содержание растворенного кислорода, бактериальная активность) связанные с донными отложениями соединения могут переходить в водную толщу, поступать в пищевую цепь и оказывать существенное влияние на окружающую среду. В-третьих, некоторые относительно инертные или безвредные для окружающей среды неорганические и органические вещества могут разрушаться или реагировать с другими, образуя растворимые и потенциально токсичные формы (например, переход элементарной ртути в метил ртути). И, наконец, донные отложения могут рассматриваться как один из главных источников загрязнения. Следовательно, донные отложения необходимо исследовать для определения путей потенциальной геохимической миграции загрязняющих веществ. Под влиянием изменения гидрологических условий (например, сильный шторм или весеннее половодье) вероятность загрязнения водных объектов за счет аккумулярованных в донных отложениях соединений может увеличиться, это загрязнение может привести к значительному негативному воздействию на гидробионты, и в конечном итоге на человека.

Все вышесказанное свидетельствует о том, что сведения о донных отложениях, так же как и данные о концентрациях элементов и веществ в растворенной и взвешенной формах, необходимы для всестороннего понимания их влияния на качество воды. В результате использования

этих данных возможно установление источников поступления загрязняющих веществ, изучение их миграции и определение потенциального токсичного действия на водные организмы в повышенных концентрациях. Данные о химическом составе донных отложений необходимы для моделирования процессов переноса загрязняющих веществ в водных системах и окружающей среде в целом, для оценки геохимических циклов и для установления доступности различных элементов в экологической системе.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ МИКРОБИОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАПА РЕКУЛЬТИВАЦИИ ПОЧВ, ЗАГРЯЗНЕННЫХ НЕФТЕПРОДУКТАМИ, С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СОРБЕНТА НА ОСНОВЕ МОДИФИЦИРОВАННОГО ТОРФА

Адельфинская Е.А.

Институт наук о Земле, СПбГУ, adelfinskayakate19@gmail.com

Почва является особым компонентом окружающей среды, который выполняет роль уникального питательного субстрата. Также, реакция почвенного покрова на любое прямое или косвенное воздействие позволяет оценить степень антропогенного вмешательства в изменение состояния окружающей среды. Подобная роль индикатора может быть использована как основа для мониторинга за изменением качества природной среды и как основа для разработки природоохранных мер.

В связи с большой автомобильной нагрузкой на городскую систему, одними из наиболее распространенных поллютантов в городах являются нефтепродукты. Они попадают в почвы и грунты не только в результате автомобильных аварий, но и локальных разливов на автозаправочных станциях, при нарушении целостности цистерн, в которых хранится топливо, при авариях на нефтеперерабатывающих заводах. В результате разливов нефтепродуктов происходит их инфильтрация и миграция, из-за образования пленки вокруг почвенных частиц затрудняет перемещение кислорода и воды. Почвенный покров активно аккумулирует загрязняющие вещества, а в совокупности с ограниченной возможностью к самоочищению создается неблагоприятная экологическая обстановка – нарушается шаткое равновесие хрупкого комплекса естественных образований городской среды и его компонентов, находящихся под постоянным техногенным давлением.

Основываясь на обозначенных проблемах, ставились следующие цели: изучение эффективности очистки почв, загрязненных различными нефтепродуктами, модифицированным азотно-фосфорно-калийным удобрением сфагновым моховым торфом; получение данных о количественном остаточном содержании нефтепродуктов в образцах почвы после проведения микробиологического этапа рекультивации. Также даются некоторые рекомендации по повышению действенности и достижению долгосрочного результата по итогам процедур восстановления почвенного покрова урбозкосистем.

Выполнение поставленных целей выполнялось последовательным решением таких задач, как: пробоподготовка почв и торфа, использующегося в качестве натурального сорбента; проведение работ по искусственному загрязнению образцов бензином и керосином; проведение микробиологического этапа рекультивации путем добавления сорбента; оценка динамики уровня фитотоксичности по показателям всхожести тестовой культуры в чистых, загрязненных и очищенных образцах почв; анализ остаточного содержания нефтепродуктов в почве гравиметрическим методом; краткий обзор проблем системы устранения аварийных разливов нефтепродуктов в городской среде.

Как уже упоминалось, урбанизированные территории являются уязвимыми и неустойчивыми системами. Потоки вещества и энергии в городскую среду гораздо превышают ее отток из нее, тем самым повышая концентрации загрязняющих веществ до катастрофического уровня.

Отсутствие системы оперативного слежения и устранения разливов нефтепродуктов в городе еще больше усугубляют ситуацию. Ведь, чем позднее будут предприняты меры по восстановлению устойчивости территории, тем значительные будут последствия. Более того, для компетентной оценки экологических рисков необходимо иметь четкие критерии по содержанию нефти и ее компонентов в почве, причем дифференцированно – в зависимости от положения загрязненного участка на рельефе, статуса земель и срока давности разливов (Вахрушев, 2012). Научных данных по этим вопросам достаточно много, но они противоречивы, не закреплены в должной мере нормативными документами и в связи с этим не могут быть использованы в качестве критериев для расчета экологических рисков и экономического ущерба.

Поэтому в работе предлагаются меры по быстрому и эффективному очищению антропогенно-измененных и антропогенных почв в условиях высоких техногенных нагрузок на городскую среду и ее компоненты.

В ходе лабораторных исследований доказывалась эффективность использования модифицированного удобрения торфа на микробиологическом этапе рекультивации земель, загрязненных распространенными в урбозкосистемах поллютантами – бензином и керосином. В целом, микробиологический этап рекультивации направлен на ускорение разложения сложных углеводородных соединений на воду и углекислый газ путем активизации почвенных микроорганизмов. Также важно было понять, какой из нефтепродуктов оказывает более губительное воздействие на почвы и хуже разлагается микроорганизмами.

На первом этапе проводилась пробоподготовка почв. В ходе эксперимента было важно рассмотреть влияние нефтепродуктов на уровень фитотоксичности различных типов почв, проследить эффективность использования сорбента в зависимости от их механического состава. Поэтому в качестве тестовых образцов были выбраны такие почвы, как суглинистая и супесчаная и садовый грунт. Заметим, что последний часто используется как основа для озеленения территорий в пределах города.

В ходе подготовки сорбента в торф добавлялось азотно-фосфорно-калиевое удобрение, которое способствует размножению аборигенной микрофлоры. Затем препарат был высушен и измельчен для повышения сорбционных свойств.

Выводы об эффективности метода рекультивации делались как на основе проверки уровня фитотоксичности по всхожести тестовой культуры – щавеля, так и в лабораторных условиях путем определения остаточного содержания нефтепродуктов в почве в соответствии с методикой выполнения измерений массовой концентрации нефтепродуктов в пробах почв – ПНД Ф 16.1.41-04 (Методика выполнения измерений массовой концентрации нефтепродуктов в пробах почв гравиметрическим методом).

В первую очередь, проверялась всхожесть в незагрязненных образцах (табл. 1). Данные показатели принимались в качестве стабильного и сбалансированного состояния почвы. Основываясь на них, были сделаны выводы о действенности проводимых мероприятий по очистке. Также оценивалась всхожесть в чистой почве с добавлением активированного торфа.

Таблица 1. Всхожесть тестовой культуры в образцах чистой почвы

Тип почвы	Всхожесть, % (без добавления активированного торфа)	Всхожесть, % (с добавлением активированного торфа)
Супесчаная	55	70
Суглинистая	70	80
Садовый грунт	85	85

Все полученные данные фиксировались через три недели после высадки тестовой культуры.

Отметим, что всхожесть проверялась и в образцах активированного и неактивированного торфа. Она составила 45 и 30 процентов соответственно.

Затем отобрано по две навески почв каждого типа, массой 150 г. В одну добавлялся керосин, в другую бензин. Уровень загрязнения максимален и одинаков для всех типов почв – 20 000 мг/кг. Щавель был высажен вновь в загрязненные образцы.

Таблица 2. Всхожесть тестовой культуры в образцах загрязненной почвы

Тип почвы	Всхожесть, % (загрязнитель – бензин)	Всхожесть, % (загрязнитель – керосин)
Супесчаная	3	0
Суглинистая	10	5
Садовый грунт	15	12

Более низкие показатели всхожести в образцах почвы, загрязненных керосином, объясняются некоторыми физическими особенностями поллютантов – углеводородная цепочка бензина короче по сравнению с таковой у керосина. Таким образом, углеводороды, входящие в состав керосина, являются более тяжелыми и их естественная деструкция замедлена.

Спустя некоторое время в загрязненные образцы был добавлен активированный торф в соотношении почва/торф 4:1. Так как сорбенту необходимо некоторое время для того, чтобы изолировать нефтяные углеводороды, то образцы были оставлены на 2 недели. Затем в образцы была вновь высажена тестовая культура.

Таблица 3. Всхожесть тестовой культуры после проведения микробиологического этапа рекультивации

Тип почвы	Всхожесть, % (после очищения почв, загрязненных бензином)	Всхожесть, % (после очищения почв, загрязненных керосином)
Супесчаная	35	30
Суглинистая	55	49
Садовый грунт	67	60

Таким образом, всхожесть, зафиксированная в очищенных почвах ниже, чем в чистых, но значительно выше, чем в загрязненных.

Определение массовой концентрации нефтепродуктов основано на их экстракции из образца воздушно-сухой пробы почвы хлороформом. Проводится отделение от полярных соединений методом колоночной хроматографии после замены растворителя на гексан и количественном определении гравиметрическим методом (ПНД Ф 16.1.41-04).

Содержание нефтепродуктов (X мг/кг почвы) вычисляется согласно формуле:

$$X = A/B \cdot 1000$$

где: А – найденное количество нефтепродуктов, мг; В – масса навески почвы, взятой для анализа, г

Полученные данные количественного анализа представлены в таблице 4. Отметим, что величина остаточного загрязнения, приведенная в таблице, является усредненной для трех проб.

Таблица 4. Результаты определения массовой концентрации нефтепродуктов после очистки почв

Тип почвы	Изначальное загрязнение, мг/кг	Загрязнение через 4 недели, мг/кг (в образцах, изначально загрязнен- ных бензином)	Загрязнение через 4 недели, мг/кг (в образцах, изначально загрязнен- ных керосином)
Супесчаная	20 000	52	83
Суглинистая	20 000	128	138
Садовый грунт	20 000	215	361

Анализируя полученные данные, отметим, что уровень остаточного загрязнения гораздо меньше ПДК по нефтепродуктам (<1000 мг/кг). Это подтверждает эффективность применения методики очистки почв, загрязненных нефтепродуктами, с использованием сорбента на основе активированного торфа.

В ходе исследования был проведен ряд опытов, направленный на подтверждение эффективности рекультивации земель, загрязненных нефтепродуктами, при помощи активированного торфа.

После того, как пробы были подвержены максимальному уровню загрязнения (20 000 мг/кг), наблюдалось угнетение посаженной культуры. В образцах, загрязненных керосином всхожесть была на 3–5 процентов ниже, чем в образцах, загрязненных бензином (рис. 1). Таким образом, подтверждаются выдвинутые в работе тезисы о негативном влиянии нефтепродуктов на почвенные экосистемы, а также о большей токсичности керосина по сравнению с бензином.

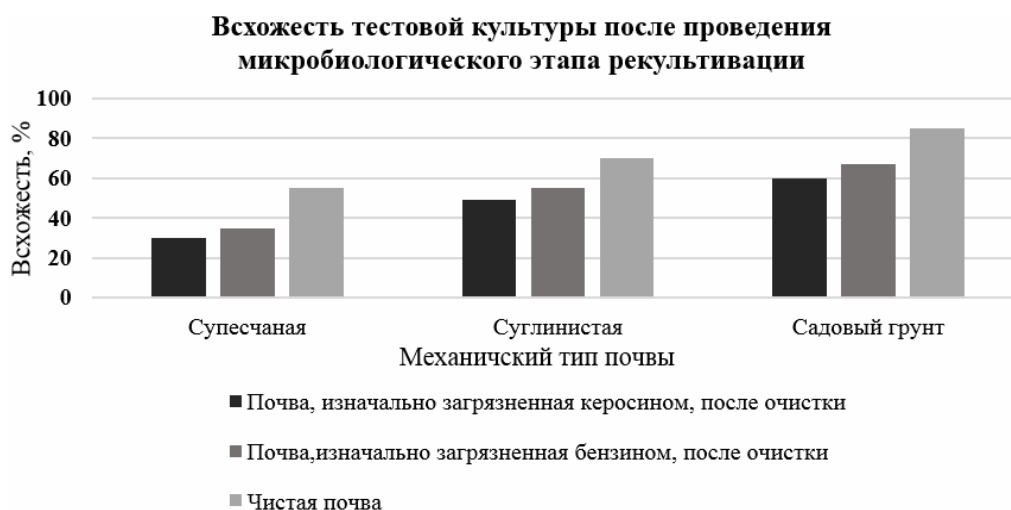


Рис. 1. Динамика изменений показателей всхожести в зависимости от уровня загрязнения

Уровень фитотоксичности снизился во всех типах почвы после добавления сорбента. Также прослеживалась тенденция повышения показателей всхожести щавеля в ряду супесь → суглинки → садовый грунт. Это объясняется особой зависимостью: чем больше в почве органического и минерального вещества, тем быстрее происходит разложение углеводородных соединений и тем быстрее почва возвращается в устойчивое состояние за счет внутреннего биологического потенциала к восстановлению.

Из эксперимента вытекает, что особенно важно восстановление почв, которые не обладают достаточным потенциалом к самоочищению. К таким относятся почвы урбоэкосистем, так как в условиях городской среды повышена концентрация источников техногенного воздействия и снижена устойчивость естественных поверхностных образований. Из-за отсутствия достаточного количества органического вещества, угнетенности углеродоокисляющих микроорганизмов процессы деструкции замедлены, почвенные образования более уязвимы. Не все углеводородные соединения способны испаряться из почвы в первые сутки, а оставшиеся соединения не могут быть быстро деструктурированы почвенной микрофлорой.

Для того, чтобы повысить эффективность работ по рекультивации в условиях городской среды необходимо принимать во внимание возможность аварийных разливов нефтепродуктов уже на стадии инженерно-строительных изысканий. Перед строительством потенциально опасного объекта (АЗС, НПЗ) важно дать характеристики целому ряду факторов: фоновым значениям содержаний загрязнителей в почвах, которые в урбоэкосистемах выше, чем в естественных ландшафтах; физико-географическим особенностям местности; установить размер санитарно-защитных зон; при возникновении аварийной ситуации учитывать уникальное сочетание «тип почвы – тип загрязнителя».

Список литературы

1. Вахрушев П.А. Решение проблем рекультивации земель при разливе нефтепродуктов. Научно-технический журнал: «Промышленная и экологическая безопасность» – № 8 (70), август, 2012 г. – 26 с.
2. Министерство природных ресурсов Российской Федерации. Методика выполнения измерений массовой концентрации нефтепродуктов в пробах почв гравиметрическим методом, ПНД Ф 16.1.41-04 – Москва, 2004 г.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ РИСК, СВЯЗАННЫЙ С ФОСФОРИТОВЫМИ КОНКРЕЦИЯМИ ПОРОД ЛЕЭТСЕСКОЙ СВИТЫ В РАЙОНЕ САБЛИНСКОГО ПАМЯТНИКА ПРИРОДЫ

Борисова К.А., Лебедев С.В., Федоров П.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, kira.borisova.999@bk.ru

Введение. Геологические тела с повышенным содержанием природных радионуклидов (ПРН) относятся к категории природных геологических объектов, определяющих экологическую обстановку на данной территории. Ордовикские пески леэтсеской свиты обладают повышенным уровнем радиоактивности и представляют определенную радиоэкологическую опасность.

Целью настоящего исследования являлась оценка удельной активности природных радионуклидов радия-226, тория-232 и калия-40 в конкрециях фосфоритов из базального слоя глауконитового песчаника леэтсеской свиты и оценка потенциального экологического риска, связанного с этими породами. Для ее достижения были проведены работы по отбору, подготовке, анализу образцов фосфоритовых конкреций из пород леэтсеской свиты и последующая интерпретация данных.

Материалы и методы. В качестве исходного материала использовались пробы фосфоритовых конкреций отобранных из 5 обнажений по берегам рек Тосна и Саблинка на территории Саблинского памятника природы.

Леэтсеская свита представлена кварц-глауконитовыми и глауконитовыми глинистыми биотурбированными песчаниками, глинами, песчанистыми и биокластическими известняками. В основании глауконитовой толщи в долинах рек Тосна и Саблинка повсеместно распространен горизонт фосфоритовых конкреций, которые частично замещают или цементируют вмещающие породы. Фосфориты развиваются внутри песчаников и глин вокруг норок зарывания, образуя псевдофоссилии, напоминающие окаменелые норки или губки. Размер конкреций варьируется от 5 мм до 15 см в поперечнике (рис. 1).



Рис. 1. Фосфоритовые конкреции из основания леэтсеской свиты (фото Федорова П.В., 2017)

В лаборатории пробы были доведены до сухого состояния в сушильном шкафу, раздроблены до фракции < 3мм в железной ступке и расфасованы в пластмассовые контейнеры объемом 250 мл.

Удельную активность природных радионуклидов определяли на установке РАДЭК (ООО «РАДЭК», Санкт-Петербург) в испытательной лаборатории отдела радиационной гигиены ФГУЗ «Центр гигиены и эпидемиологии в городе Санкт-Петербург».

Экологическая опасность пород регламентируется в Нормах радиационной безопасности (НРБ-99/2009, 2009) значением эффективной удельной активности. Удельная эффективная активность (Аэф, Бк/кг) – суммарная удельная активность ПРН в материале, определяемая с учетом их биологического воздействия на живой организм по формуле:

$$A_{\text{эф}} = A_{\text{Ra}} + 1,31 \cdot A_{\text{Th}} + 0,085 \cdot A_{\text{K}},$$

где A_{Ra} , A_{Th} , A_{K} – удельные активности радия, тория, калия соответственно, Бк/кг.

Результаты исследования. По нашим данным значения Аэф в пробах фосфоритовых конкреций из геологического разреза Саблинского памятника природы варьируются от 2280 до 3635 Бк/кг, в среднем составляя 2770 Бк/кг (таб. 1). Такие величины соответствуют высокому, IV классу экологической опасности пород ($1500 \text{ Бк/кг} < A_{\text{эф}} < 4000 \text{ Бк/кг}$).

Таблица 1. Результаты определения удельной активности проб

№	A_{Ra} , Бк/кг	A_{Th} , Бк/кг	A_{K} , Бк/кг	$A_{\text{эф}}$, Бк/кг
1	3602	48	223	3635
2	2383	53	380	2490
3	2806	19	202	2870
4	2216	27	270	2280
5	2489	20	226	2550
Среднее	2700	33	260	2770

Для сравнения отметим, что Аэф наиболее радиоактивных в обсуждаемом районе пород, дикионемовых сланцев, составляет в среднем $1640 \pm 340 \text{ Бк/кг}$ (Лебедев С.В., 2012). По значению естественной радиоактивности такие породы относятся к IV категории экологической опасности. В целом дикионемовые сланцы менее радиоактивны, чем фосфоритовые конкреции. Однако последние составляют по нашим данным всего от 1,5 до 8% весовых от вмещающего слоя леэтсеских песчаников. Поэтому общий показатель Аэф глауконитовых песчаников находится на уровне $290 \pm 230 \text{ Бк/кг}$ (Лебедев С.В., 2012).

Заключение. Песчаники леэтсеской свиты обладают повышенным уровнем радиоактивности и представляют определенную экологическую опасность. При этом ПРН сконцентрированы в фосфоритовых конкрециях, где Аэф варьируется от 2280 до 3635 Бк/кг, в среднем составляя 2770 Бк/кг. С целью минимизации экологического риска глауконитовые песчаники не следует использовать в хозяйственной деятельности, например, в качестве строительных материалов.

Список литературы

1. Лебедев С.В. Радиоактивность осадочных пород и экологическая обстановка на территории Саблинского памятника природы. Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. 2012. Вып. 2. С. 22–32.
2. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009). СанПиН 2.6.1.2523-09. М., 2009.

ГАММА-ПОЛЕ НАД ПОЧВАМИ ГОРЫ КИРХГОФ (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Гришнякава А.И., Лебедев С.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, anna.grishnyakova.99@bk.ru

Одним из природных источников радиации на территории Ленинградской области являются диктионемовые сланцы. В большинстве случаев эти породы перекрыты более поздними отложениями, однако есть районы, в основном приуроченные к Балтийско-Ладожскому глинтту, где диктионемовые сланцы подходят близко к дневной поверхности и вскрываются многочисленными реками и ручьями, а также техногенными выработками (карьеры, канавы и пр.). К таким районам относятся и Дудергофские высоты (Ломоносовский район, Ленинградская область), где за счет многочисленных локальных повышений и понижений рельефа диктионемовые сланцы могут контактировать непосредственно с почвой на относительно больших пространствах (Грейсер и др., 1980).

Целью исследований являлось определение мощности экспозиционной дозы (МЭД) гамма-излучения над почвами одной из Дудергофских высот – горы Кирхгоф, и оценка радиационной опасности, связанной с близким залеганием к дневной поверхности диктионемовых сланцев.

На участке площадью 52 га нами была проведена маршрутная гамма-съемка (рис. 1). Границы участка совпадают с контуром проектируемого санно-бобслейного комплекса в составе

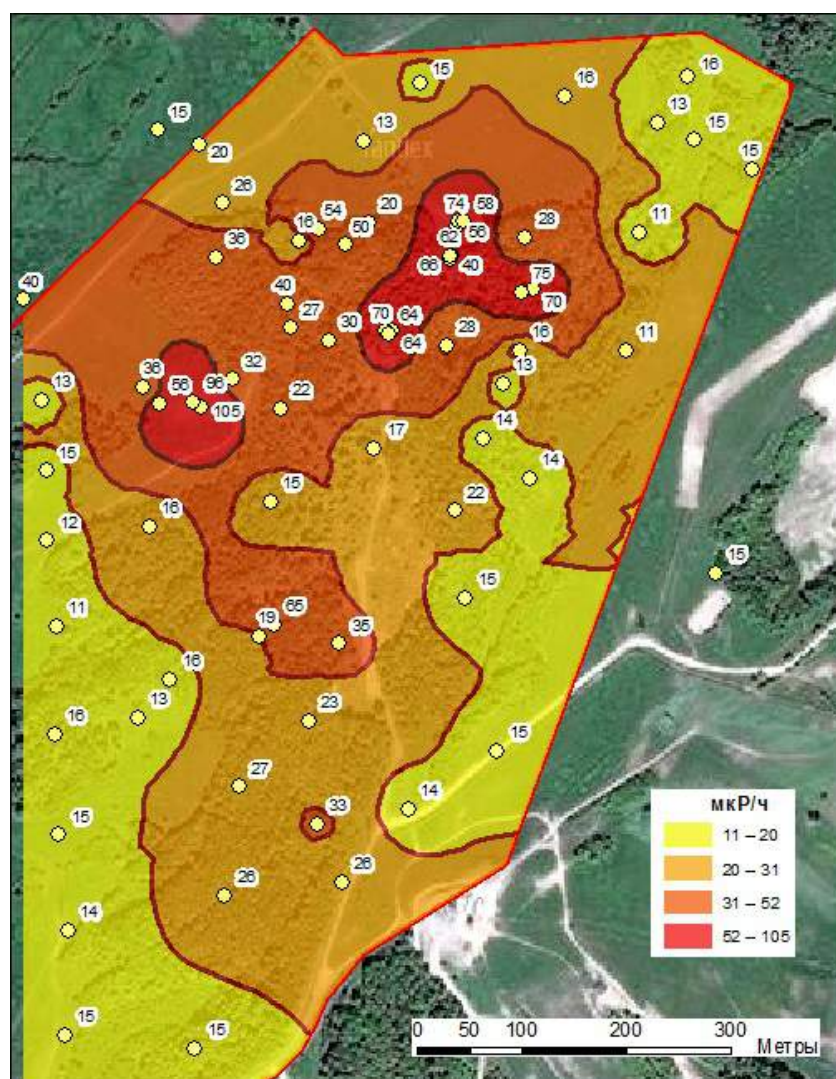


Рис. 1. Карта мощности экспозиционной дозы (мкР/ч) над почвами г. Кирхгоф

«Туутаревской зоны горнолыжного спорта». Участок захватывает вершину холма и часть его северного, западного и южного склонов. Измеряли мощность экспозиционной дозы в мкР/час с использованием радиометра СРП-97.

В пределах исследуемого участка значения МЭД варьируются от 11 до 105 мкР/час. Можно отметить следующую закономерность в распределении гамма-поля: более высокие значения МЭД (52–105 мкР/час) зафиксированы на вершине холма и на его северном и западном склонах; относительно низкие (11–31 мкР/ч) наблюдаются на южной части вершины и южных склонах горы.

При проектировании новых зданий жилищного и общественного назначения мощность эффективной дозы гамма-излучения не должна превышать мощность дозы на открытой местности более чем на 0,2 мкЗв/ч или 20 мкР/ч (Нормы радиационной безопасности НРБ–99/2009, п. 5.3.2., 2009). При выборе участка под жилищную застройку, уровень гамма-излучения рядом с поверхностью грунта должен быть не более 0,3 мкЗв/ч (31 мкР/ч). Тогда величины более $0,3+0,2=0,5$ мкЗв/ч или 52 мкР/ч можно определить как аномальные.

На вершине и западном склоне г. Кирхгоф выделяются две аномальных зоны площадью 0,83 и 1,78 га, в которых мощность эквивалентной дозы превышает 0,5 мкЗв/ч (52 мкР/ч). В сумме эти зоны составляют 2,61 га или 5% от всей площади исследованного участка. В соответствии с МУ 2.6.1.2398-08 (МУ 2.6.1.2398-08, 2008) эта территория не пригодна для строительства жилых, общественных и производственных зданий и сооружений ввиду аномально высокого уровня радиоактивности почв. 27% территории также имеет относительно высокий уровень радиоактивности почв (> 31 мкР/ч), но здесь ограничения на строительство касаются только жилых и общественных зданий. В целом почвы г. Кирхгоф являются потенциально опасными для здоровья людей в случае их длительного пребывания на или вблизи данной возвышенности.

Наши исследования подтвердили высокую радиационную опасность почв в районе г. Кирхгоф. В настоящее время на Дудергофских возвышенностях расположен ряд населенных пунктов (п. Дудергоф; деревни Кавелахта, Вариксолово, Пикколово, Мурилово, Перекуля, Карвала, Ретселя), где с 1990-х годов ведется активное коттеджное строительство. Их население остается неосведомленным о геологическом строении территории, равно как и о радиозоологической обстановке. Кроме того, на Кирхгофе собираются строить 3 спортивных комплекса, в том числе, санно-бобслейную трассу, на предполагаемой территории которой проводились обсуждаемые работы. Поэтому результаты исследований имеют большое практическое значение в области радиозоологии и пропаганды экологического знания среди населения.

Список литературы:

1. Грейсер Е.Л., Дашко Р.Э., Котлукова И.В., Малаховский Д.Б. Строение и происхождение Дудергофских высот (окрестности Ленинграда). Известия ВГО, 1980, Т. 112, № 2, с. 138–146.
2. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009). СанПиН 2.6.1.2523-09. М., 2009.
3. Радиационный контроль и санитарно-эпидемиологическая оценка земельных участков под строительство жилых домов, зданий и сооружений общественного и производственного назначения в части обеспечения радиационной безопасности. МУ 2.6.1.2398-08. М., 2008.

ФОРМИРОВАНИЕ ДРЕВЕСНОГО ОПАДА СОСНОВЫХ ЛЕСОВ НА СЕВЕРНОМ ПРЕДЕЛЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ В УСЛОВИЯХ АЭРОТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ

Иванова Е.А., Исаева Л.Г., Ершов В.В.

Институт проблем промышленной экологии Севера, ФИЦ КНЦ РАН, г. Анапты, ivanova@inep.ksc.ru

Одним из ключевых компонентов биогеохимических циклов в лесных экосистемах является древесный опад (Никонов, Лукина, 1994). Размеры и структура опада определяют запас лесной подстилки и зависят во многом от изменчивости погодных условий, состава древостоя, годовичного прироста деревьев, их возраста и др. (Kouki, Hokkanen, 1992; Pedersen and Bille-Hansen, 1999).

Северотаежные сосновые леса Кольского полуострова произрастают в неблагоприятных климатических условиях и дополнительно испытывают значительное антропогенное влияние со стороны предприятий металлургического производства. Воздушное загрязнение тяжелыми металлами и кислотообразующими веществами вызывает повреждения ассимилирующего аппарата хвойных древесных растений и дефолиацию деревьев не только в фенологические сроки, что способствует увеличению количества опада (Лукина, Никонов, 1998; Цветков, 2002; Ярмишко, Лянгузова, 2013). Крупнейшим источником выбросов сернистого газа и соединений тяжелых металлов в центральной части региона является комбинат «Североникель» (г. Мончегорск). В 1990-е годы произошло значительное снижение выбросов вредных веществ, и по состоянию на 2014 год объем валовых выбросов SO_2 АО «Кольская ГМК» по мончегорской площадке составляет уже 33.5 тыс. т/год (данные АО «Кольская ГМК», рис. 1).

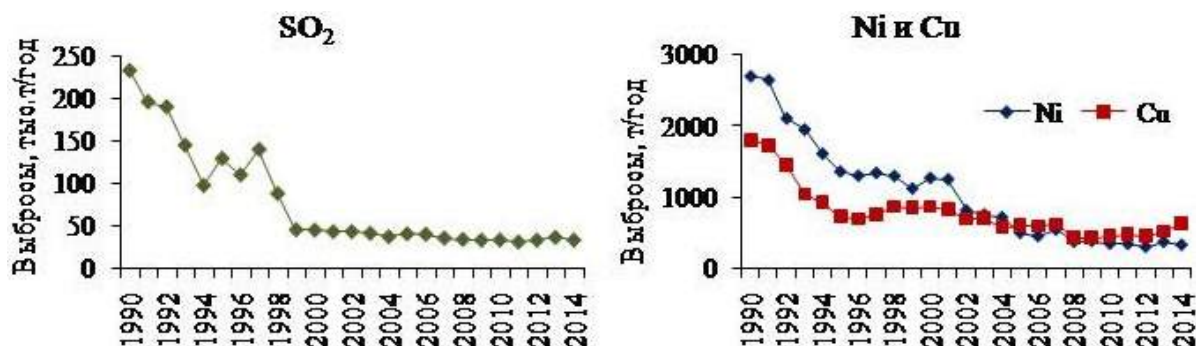


Рис. 1. Динамика объема валовых выбросов загрязняющих веществ комбинатом «Североникель» в период 1990–2014 гг.

Цель данной работы – оценить влияние различных факторов (антропогенных и природных) на формирование опада сосновых лесов на разных стадиях дигрессионной сукцессии.

Исследования выполнялись до 2017 года на трех стационарных мониторинговых площадках, расположенных в 7–10 (сосновое кустарничковое редколесье), 30 (сосняк кустарничково-лишайниковый) км от комбината «Североникель» в Ю-ЮЗ направлении и примерно в 200 км в условиях фона (сосняк лишайниково-кустарничково-зеленомошный). По составу древостоя объекты исследований представляют собой сосновые леса с примесью березы и ели. В прошлом леса подвергались действию пожаров.

Древесный опад собирался с помощью конических опадоуловителей круглогодично, отбор образцов проводился дважды в год: в октябре и июне. Опадоуловители на учетных площадках ранее были расположены в межкروновых пространствах стохастически, а с 2013 года – с учетом внутрибиогеоценотического варьирования в межкروновых и в подкروновых пространст-

вах. В лабораторных условиях опад подвергался разбору на фракции (хвоя, кора, ветки, шишки, семена сосны, лист березы, хвоя ели, семена березы, лист ивы, эпифитные лишайники и неидентифицированные остатки), каждую из которых затем взвешивали. Расчеты проводились на абсолютно сухое вещество. Обработку данных за период с 1995–2017 гг. проводили с помощью программного обеспечения MS Excel.

Влияние техногенных и природных факторов оценивали с помощью корреляционного анализа. В качестве исходных данных использовали общую массу опада сосновых лесов и массу опада хвои, как основной его фракции, по сезонам отбора (октябрь–май и июнь–сентябрь) и годовую за период 1995–2017 гг. (по межкроновым пространствам), данные по годовым выбросам основных загрязняющих веществ (Cu, Ni, SO₂) по мончегорской площадке АО «Кольская ГМК» с 1995 по 2014 годы, возраст древостоев, оценку которого проводили по результатам исследования кернов, отобранных в 2015 году на мониторинговых стационарах, а также погодные характеристики за период 2000–2017 гг. для ближайших к мониторинговым площадкам метеостанций: Кандалакша (WMO ID=22217) – для фоновых условий, Апатитовая (WMO ID=22213) – для дефолирующего леса и Мончегорск (WMO ID=22212) – для редколесья. Источники погодных данных – архив сайта gr5.ru (2005-2017 гг.), базы данных ЦЭПЛ РАН и лаборатории наземных экосистем ИППЭС ФИЦ КНЦ РАН (2000–2004 гг.). Выбор погодных факторов был обусловлен их возможным влиянием на размер поступающего на почву опада. Так, максимальная высота снежного покрова за зимний период была использована как косвенный показатель нагрузки снеговых масс на кроны деревьев, а число дней со штормовыми ветрами (силой более 15 м/с) может соответствовать ветровой нагрузке на кроны деревьев в течение определенного периода. Данные явления, сильные ветра и снегопады, могут приводить к усиленному осыпанию растительных остатков. Средняя температура, суммарное количество осадков и количество штормовых дней использовались как за год, так и по сезонам, соответствующим периодам отбора опада.

Статистическая обработка данных показала, что по среднегодовым значениям за период 1995–2017 гг. общая масса опада и масса хвои сосны отдельно, в сосняках фоновых условий больше, чем в дефолирующих лесах и техногенных редколесьях (табл. 1), что может быть обусловлено влиянием техногенного загрязнения, при котором ассимилирующие органы сосны обыкновенной преждевременно стареют и опадают, и тем, что возраст древостоя и фитомасса в фоновых условиях выше, чем в более молодых древостоях дефолирующих лесов и техногенных редколесий.

Таблица 1. Среднегодовые значения общей массы древесного опада и опада хвои в сосновых лесах на разных стадиях дигрессии за период 1995–2017 гг. (только межкроновые пространства)

	Фон	Дефолирующий лес	Редколесье
Опад хвои сосны, кг/га	<u>399.5</u>	<u>319.8</u>	<u>312.2</u>
	22.9	30.7	27.8
Общая масса опада, кг/га	<u>652.9</u>	<u>457.5</u>	<u>506.2</u>
	30.3	37.6	37.1

Примечание: в числителе – среднее, в знаменателе – стандартная ошибка.

Анализ многолетних данных по массе опада сосняков показал, что в лесах, подверженных аэротехногенному загрязнению, наблюдаются тренды увеличения массы опада за последние двадцать лет (рис. 2), что можно объяснить ослаблением деревьев, вызванным влиянием загрязнения в годы, предшествующие снижению выбросов, влиянием выбросов в период наблюдений, а также увеличением возраста и продуктивности древостоев.

Результаты корреляционного анализа оценки влияния различных факторов на древостои на разных стадиях техногенной дигрессии показали, что в фоновых условиях ни один из показателей не оказал существенного влияния (табл. 2). В дефолирующих лесах антропогенные факторы – выбросы загрязняющих веществ, оказали наибольшее отрицательное влияние на

размеры опада хвои сосны, напротив, для природных – возраста древостоя и средней температуры теплого периода (июнь–сентябрь), наблюдается положительная связь с массой опада хвои. Поступление общего суммарного опада, кроме выбросов, возраста и температуры, было обусловлено величиной снежного покрова, что можно объяснить механическим воздействием на кроны, усиливающим дефолиацию. В техногенном редколесье выявлена положительная связь массы хвои сосны и общей массы опада с изменением возраста древостоя, а также отрицательная – с выбросами никеля комбинатом «Североникель».

Рис. 2. Динамика общей массы опада сосны за период 1995–2017 гг.
Цифрами обозначены стадии дигрессии: 1 – фоновые условия, 2 – дефолирующий лес, 3 – техногенное редколесье

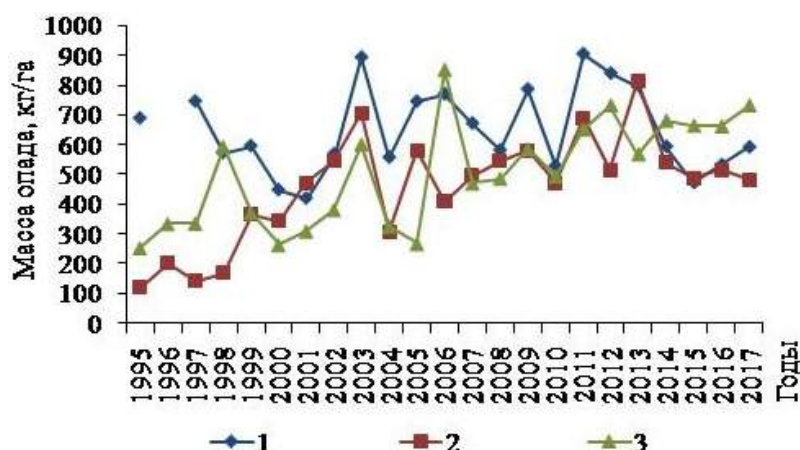


Таблица 2. Результаты корреляционного анализа зависимости массы опада хвои и общей массы древесного опада сосняков на разных стадиях техногенной дигрессии от антропогенных и природных факторов

Фактор	Период	Фон		Дефолирующий лес		Редколесье		Объединенные матрицы	
		Хвоя сосны	Опад	Хвоя сосны	Опад	Хвоя сосны	Опад	Хвоя сосны	Опад
SO ₂	Год	0.11	0.02	-0.67	-0.76	-0.26	-0.38	-0.40	-0.56
Ni		-0.25	-0.42	-0.66	-0.74	-0.49	-0.62	-0.42	-0.53
Cu		-0.34	-0.45	-0.50	-0.55	-0.37	-0.47	-0.16	-0.24
Средняя температура	Год	-0.19	-0.29	-0.12	-0.14	-0.19	-0.24	-0.26	-0.32
	Зима	-0.18	-0.06	-0.40	-0.33	0.07	0.22	-0.31	-0.26
	Лето	0.48	0.27	0.56	0.59	-0.12	-0.25	0.46	0.22
Сумма осадков	Год	-0.13	-0.11	0.02	0.03	-0.07	-0.07	0.09	-0.02
	Зима	-0.14	0.12	-0.20	-0.28	0.25	0.27	-0.22	-0.38
	Лето	0.0001	-0.19	-0.17	-0.18	-0.12	-0.13	0.12	0.01
Штормовые ветра	Год	-0.16	-0.12	0.14	0.04	0.23	0.40	-0.01	-0.08
	Зима	-0.17	-0.07	-0.05	-0.05	0.09	0.47	-0.12	0.03
	Лето	-0.12	-0.24	0.002	-0.06	-0.01	0.03	0.02	-0.37
Возраст	Год	0.03	0.06	0.56	0.68	0.67	0.72	0.12	0.17
Снег	Зима	-0.23	-0.34	0.37	0.85	-0.30	-0.13	-0.06	-0.07

Примечание: наименованиями «зима» и «лето» обозначены периоды отбора опада «октябрь–май» и «июнь–сентябрь», соответственно.

Помимо оценки влияния природных и техногенных факторов на древостои по отдельности, использовался анализ по объединенным матрицам для выявления общих закономерностей, характерных для сосняки Кольского полуострова. Объединение значений для всех площадок по общей массе опада, размерам опада хвои сосны, погодным факторам и возрасту древостоев в соответствующие матрицы производилось с помощью программного обеспечения MS Excel, после чего для них проводился корреляционный анализ зависимости общей массы опада и массы опада хвои от естественных и антропогенных факторов. Результаты расчетов показали, что размер общего опада сосняков в период 1995–2014 гг. в наибольшей степени зависел от выбросов Ni и SO₂ комбинатом «Североникель».

Основным фактором, влияющим на леса в зоне влияния комбината можно считать воздушное загрязнение. Наибольшее отрицательное влияние техногенное загрязнение оказывает на общую массу древесного опада в древостоях дефолирующих лесов, возрастной фактор (увеличение возраста древостоя на 20 лет) воздействует на молодые древостои дефолирующих лесов и техногенных редколесий, влияние снеговых масс и температуры теплого времени года значительно только в дефолирующем лесу. Таким образом, можно говорить о комбинированном влиянии природных и техногенных факторов на формирование опада сосновых лесов на разных стадиях дигрессионной сукцессии.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ФИЦ КНЦ РАН (№ АААА-А18-118021490070-5).

Список литературы

1. Лукина Н.В., Никонов В.В. Питательный режим лесов северной тайги: природные и техногенные аспекты. Апатиты: Изд-во Кольского науч. центра РАН, 1998. 316 с.
2. Никонов В.В., Лукина Н.В. Биогеохимические функции лесов на северном пределе распространения. Апатиты: Изд-во Кольского науч. центра РАН, 1994. 315 с.
3. Цветков В.Ф. Сосняки Кольской лесорастительной области и ведение хозяйства в них. Архангельск: АГТУ, 2002. 377 с.
4. Ярмишко В.Т., Лянгузова И.В. Многолетняя динамика параметров и состояния хвои *Pinus sylvestris* L. в условиях аэротехногенного загрязнения на Европейском Севере // Известия СПбЛТА: научный журнал. СПб.: СПбЛТУ. 2013. № 2 (203). С. 30–46.
5. Kouki J., Hokkanen Y. Long-term needle litterfall of a Scots pine *Pinus sylvestris* stand: relation to temperature factors // *Oecologia*. 1992. No. 89. P. 176–181.
6. Pedersen L.B., Bille-Hansen J. A comparison of litterfall and element fluxes in even aged Norway spruce, sitka spruce and beech stands in Denmark // *For. Ecol. Manage.* 1999. V. 114. P. 55–70.

В ГОСТЯХ У АМУРСКОГО ТИГРА

Келехсаева А.Г., Кравченко А.А., Кулебакина Е.О.

ГБОУ гимназия № 652 Санкт-Петербурга, kulevik@mail.ru

Россия – огромная по площади страна, с разнообразными природными условиями и ресурсами, уникальными памятниками природы и культуры. Нам есть, чем гордиться и что изучать, сохранять, показывать.

В нашей гимназии осенью 2017 года был проведен эксперимент, целью которого было исследование знаний природных и культурных достопримечательностей России у современных школьников. Учащимся с третьего по одиннадцатый классы было предложено опознать двадцать четыре снимка самых известных мест России, без использования в качестве подсказки интернет-ресурсов и справочников. Каждая фотография была снабжена кратким описанием места, которое было на ней изображено. Выбор достопримечательностей – и культурных, и природных, осуществлялся таким образом, чтобы показать все разнообразие нашего наследия: заповедники, горы, соборы, крепости, памятники, чудеса природы со всех уголков России. Результаты исследования показали, что большинство учащихся уверенно опознает такие популярные в средствах СМИ и на уроках географии объекты как Московский Кремль, Кавказские горы и Байкал, а самый низкий процент правильных ответов был зафиксирован именно среди объектов – заповедников (Белякова и др., 2017).

Проанализировав результаты исследования, мы выделили главные причины этих невысоких показателей: небольшое количество часов уроков географии, на которых изучаются заповедники, слабое развитие проектной деятельности учащихся в этом направлении, недостаточное количество тематических журналов для школьников, научно-познавательных мультипликационных и документальных фильмов и телевизионных передач, слабое развитие внутреннего туризма.

Следующим этапом был вопрос: что можем предпринять мы, чтобы познакомить наших сверстников с заповедниками России? Мы сформировали команду единомышленников и решили создать самый настоящий научно-популярный журнал, посвященный одному из заповедников, который и хотим вам представить.

Нашу работу мы посвятили Уссурийскому заповеднику, амурскому тигру и всем тем людям, которые вносят свой вклад в охрану природы дальневосточной тайги. Почему мы выбрали именно Уссурийский заповедник? Саша побывал этим летом в заповеднике на экскурсии и привез красочные фото и интересные рассказы. Катя – поклонница больших и малых кошек, а Алина любит природу и много читает.

Журнал «В гостях у амурского тигра» состоит из отдельных глав – статей. В историческом очерке идет речь об организации заповедника и академике Владимире Леонтьевиче Комарове, крупнейшем отечественном ботанике, чье имя и носит Уссурийский заповедник. Главная цель создания заповедника была сформулирована уже на этапе проектирования: охрана природы как комплекса экосистем, сохранение лесов от рубки и огня, всестороннее изучение местной природы (Воробьева, 2007).

Растительность заповедника представлена хвойно-широколиственными лесами. Мы знакомим читателя с некоторым, наиболее примечательными растениями. Тис остроконечный с ядовитой хвоей прозвали красным деревом за замечательную окраску. Актинидия (таежники называют ее лианой-удавом) – кладовая витамина С. Одна ягодка может заменить по содержанию этого витамина целый лимон. Долгожитель – женьшень продлевает жизнь своими целебными свойствами и активно используется в китайской медицине. Сосна густоцветковая или японская – одно из самых редких хвойных в России, основной ее враг – лесные пожары (<http://www.hintfox.com>).

Не менее примечательны животные уссурийской тайги, главным из которых, безусловно, является амурский тигр. Средняя продолжительность жизни – 15 лет, хотя может жить и до 50 лет, но погибает гораздо раньше. Тигр находится на вершине пищевой пирамиды уссурийской тайги. Состояние тигриной популяции – это индикатор состояния всей дальневосточной природы (<http://ussurzap.ru>).

В журнале уделяется внимание и другим краснокнижным видам животных: реликтовому усачу, уссурийскому когтистому тритону, иглоногой сове, японскому журавлю, пятнистому оленю, утке-мандаринке и др. Не могли мы обойти вниманием и дальневосточного леопарда – самую редкую кошку России. Он находится на грани исчезновения, по разным оценкам их в природе осталось менее 40 особей. На территории заповедника они встречаются изредка, попадая в объективы фотоаппаратов во время своих путешествий, последние леопарды постоянно обитали здесь в начале прошлого века (Васильев и др., 1985).

Как же сохраняют амурского тигра сегодня? Для изучения амурского тигра была создана программа «Амурский тигр». Главная задача проекта – изучение ареала популяции амурского тигра, учет численности вида и наблюдение за перемещением особей (<http://amur-tiger.ru>).

С помощью сотрудников заповедника и сайта мы узнали о том, как изучают амурских тигров сегодня. Было любопытно узнать о том, как действуют фотоловушки, как отлавливают тигров для изучения и осмотра, как следят за перемещениями тигров по заповеднику и как вешают им на шею ошейники со спутниковым навигатором и передатчиком (<http://programmes.putin.kremlin.ru>).

Одну из статей мы написали в виде интервью. Наш собеседник – заместитель директора по научной работе Уссурийского заповедника Литвинов Михаил Нарциссович. В личной переписке мы смогли задать интересующие нас вопросы и получили интересные и, порой, неожиданные ответы. Больше всего нам понравились его ответы о красоте уссурийской тайги осенью, а удивил ответ о детском доме для медвежат.

В заповеднике работают люди различных профессий. Мы рассказали об одной необычной профессии – учетчик тигров. Эти люди в любую погоду проходят ежедневно до десяти

км, и по следам на снегу и деревьях определяют маршруты и направления движения тигров. В сумке у каждого из них лежат дневник учетчика, карандаши, линейка, рулетка, фонарик, фотоаппарат и комплект батареек (<http://programmes.putin.kremlin.ru>).

Как и в любом другом издании, мы не могли обойтись без колонки новостей. Например, в Уссурийске был открыт первый в России памятник работнику госохотнадзора – отважный человек с добрым лицом держит на руках тигренка. По легенде, инспектор спас тигренка, после того, как браконьеры убили его мать (<http://primorsky.regnews.org>).

Отдельный разворот в нашем журнале мы посвятили нашим путешествиям. Записки путешественника – это рассказ Саши о поездке в Уссурийский заповедник и эссе Кати о сохранении больших кошек в зоопарках Европы. В статьях используются авторские фотографии.

В октябре наша команда провела «Тигриный урок» в третьих классах. На уроке мы рассказали ученикам начальной школы про Уссурийский заповедник и о том, как сохраняют амурских тигров сегодня. Фотоматериалы урока и детские рисунки также заняли свое место на страницах работы.

Наш журнал заканчивает «веселая страничка» – она создана для всех любителей кроссвордов и головоломок, а также рубрика «Читать – это интересно!», в которой мы рассказываем о книге русского путешественника Владимира Арсеньева «Дерсу Узала».

Кроме того, наш журнал имеет электронное приложение – игру для школьников, в которой с помощью тигренка Амурика можно совершить маленькое путешествие по уссурийской тайге и спасти лес, ответив на ряд вопросов.

Свой проект мы успешно представили на тематических классных часах в гимназии и на конкурсах и конференциях в Санкт-Петербурге и Москве. Наша цель: чтобы как можно больше школьников узнало об Уссурийском заповеднике и амурских тиграх – достигнута. Теперь в наших планах выпуск второго номера журнала, посвященного белому медведю и острову Врангеля. Мы бы хотели, чтобы наш проект поддержали школьники из разных регионов страны, и каждый заповедник был представлен в виде отдельного журнала.

Список литературы

1. Официальный сайт заповедника «Уссурийский» <http://ussurzap.ru>
2. Воробьева В.В. Уссурийский заповедник: история и современность // Россия и АТР. 2007. № 2 (56). С. 120–124.
3. Васильев Н.Г., Матюшкин Е.Н., Купцов Ю.В. Уссурийский заповедник им. академика В. Л. Комарова // Заповедники Дальнего Востока. М.: Мысль, 1985.
4. Информационный портал Приморского края <http://primorsky.regnews.org/doc/le/cp.htm>
5. Удивительные растения уссурийской тайги <http://www.hintfox.com/article/ydivitelnie-rastenija-yssyrijskoj-tajgi.html>
6. Центр «Амурский тигр» <http://amur-tiger.ru>
7. Специальные проекты по защите животных <http://programmes.putin.kremlin.ru>
8. Белякова Т.В. Бодрицкая Ю.А. Кулебакина Е.В. Природное и культурное наследие России глазами современного школьника. Материалы Шестой Международной научно-практической конференции. Санкт-Петербург, 2017. С. 104–106.

СОДЕРЖАНИЕ РЗЭ В ПОЧВАХ, ПРИЛЕГАЮЩИХ К ЗАЖОГИНСКОМУ МЕСТОРОЖДЕНИЮ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД

Кикеева А.В.

Институт леса Карельского научного центра РАН, avkikeeva@mail.ru

Источниками РЗЭ в Карелии являются карбонатиты и руды щелочных массивов, а также процессы термального преобразования гранитных и пород повышенной щелочности (Кулешевич, Дмитриева, 2012). В Заонежье источником поступления РЗЭ в почву являются шунгитовые породы (ШП). Известно, что почвы, сформированные на ШП, характеризуются

повышенным содержанием тяжелых металлов (Федорец и др., 1998), а также РЗЭ (Чаженина, Рожкова, 2015; Кикеева, 2017). ШП Карелии – докембрийские углеродсодержащие вулканогенно-осадочные образования. «Забогинская залежь ШП имеет ранг месторождения с подсчитанным запасом 4,0 млн т. ...Среднее содержание углерода в залежи – 27%» (Филиппов, 2002). В условиях интенсивной разработки карьера и распространенности аэриального распространения обломков и крошки породы возрастает загрязнение прилегающей территории. Оценка степени загрязнения этой территории особенно важна, учитывая, что региональные фоновые показатели РЗЭ не изучены. Работа проведена с целью определения валового содержания РЗЭ в почве, непосредственно прилегающей к разрабатываемому Забогинскому карьере ШП. Для последовательного изучения влияния техногенной разработки отбор смешанных почвенных образцов почвы производился по катенам, откладываемым и ориентированным по сторонам света, при помощи GPS навигатора. Таким образом, от контурно обрисованной территории карьера радиально расходились восемь азимутальных радиальных проекций прокладываемых маршрутов. Маршрут по одному направлению включает пять точек отбора проб почв. Первая отбиралась непосредственно у стен карьера. Остальные четыре с шагом в сто метров друг от друга. Исключением являются маршруты западного и юго-западного направлений. С них отобрано по три пробы из-за сложной пересеченности местности. В качестве контроля отобраны образцы почв в Заонежье без влияния ШП (Лавас-Губа). Содержание РЗЭ определялось методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) ЦКП ИГ КарНЦ РАН. Оценка содержания в почвах РЗЭ проводилась с помощью расчетных коэффициентов:

1. Коэффициент концентрации (Кк) рассчитанный на основе кларковых показателей РЗЭ. Значение Кларков $Pg - Gd$, $Dy - Er$, Yb в педосфере – в среднем из трех кларков (Кабата-Пендиас, Пендиас, 1986), кларки La и Ce в почве – по Юри и Бейкону (цит. по Кабата-Пендиас А., Пендиас Х., 1989), кларк Y (Bowen, 1979), кларки Tb , Tm , Lu (Переломов, 2007) (цит. по Водяницкий, 2009);

2. Коэффициент обогащенности почвы (КОП) (Водяницкий, 2009):

3. Доля техногенности элементов (Tg , %) (Водяницкий, 2009).

Нормирование содержания РЗЭ в ШП и почве проводили по постархейскому австралийскому глинистому сланцу (РААС) (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Агрохимические свойства почв представлены в таблице 1. Подстилки и нижележащий горизонт характеризуются реакция почвенного раствора, близкой к нейтральной. Степень минерализованности лесной подстилки высокая (порядка 90%), что может быть объяснено проведением добычи ШП взрывным способом. Содержание элементов питания и азота невысокое.

Таблица 1. Содержание элементов питания и зольность в образцах подстилок (п) и подподстилочного минерального горизонта (пмг) Забогинского карьера, $n = 5$

	рН вод.	Зольность, %	$N_{\text{общ}}$, %	P_2O_5	K_2O
				мг / 100 г абс. сухой почвы	
п	6,2	87,0	0,4	192,4	215,2
пмг	6,1	89,3	0,3	192,4	183,9

Валовое содержание РЗЭ в почве близ Забогинского карьера колеблется в пределах 24,3 – 155 мг/кг, в среднем – $96,3 \pm 4,2$ мг/кг, не превышает кларковое и выше фонового (рис. 1).

В среднем, по сравнению с РААС, в образцах ШП и почвы отчетливо проявляется обеднение РЗЭ (рис. 2). В почве более высокое содержание легких лантаноидов, по сравнению с ШП.

В среднем, в верхнем слое почвы и лесной подстилке происходит накопление легких лантаноидов по сравнению с подстилающей ШП (рис. 3).

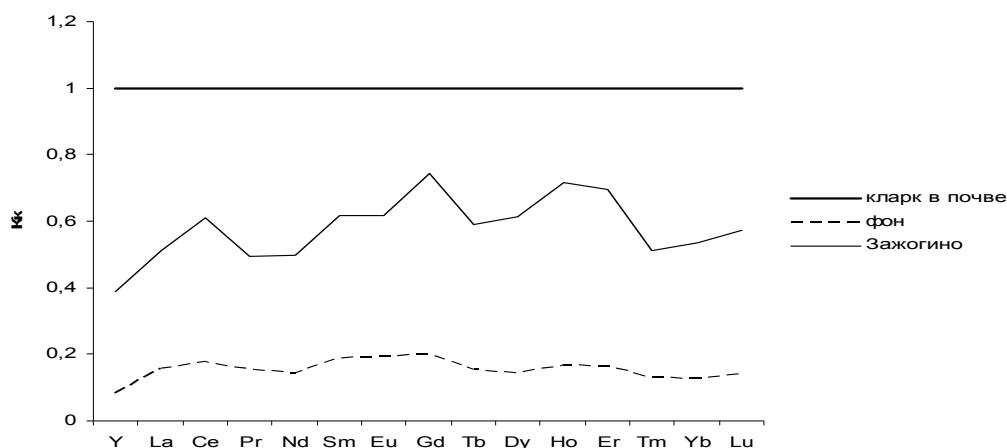


Рис. 1. Коэффициенты концентрации (Кк) РЗЭ в образцах почвы Зажогинского карьера и контроля (кларк принят за единицу)

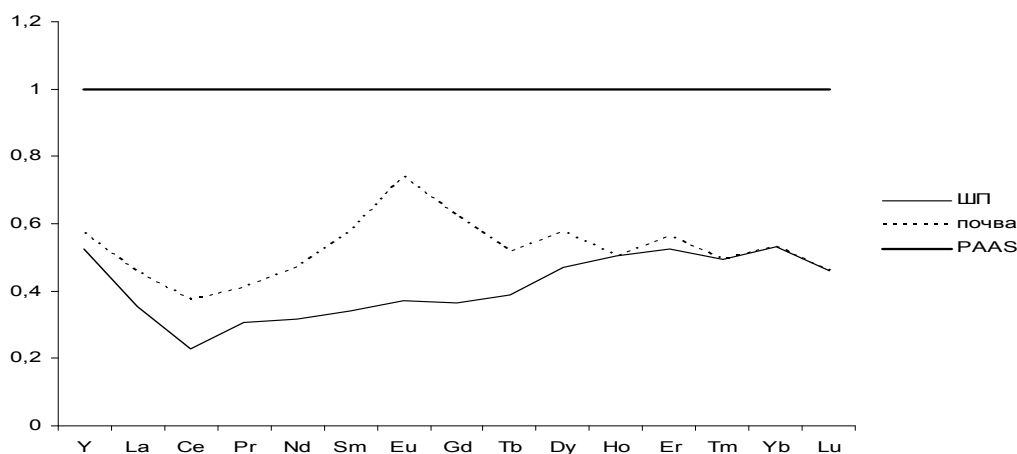


Рис. 2. Среднее валовое содержание РЗЭ в смешанных почвенных образцах и ШП Зажогино, нормированное по PAAS (содержание РЗЭ по PAAS принято за единицу)

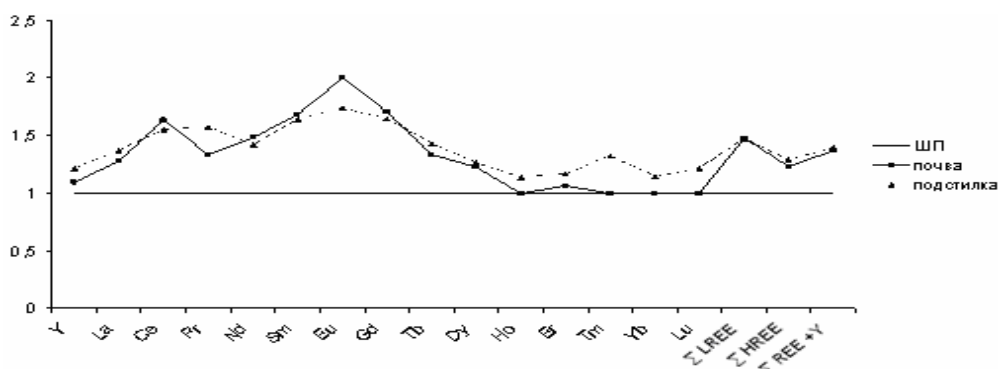


Рис. 3. Содержание РЗЭ в почве и лесной подстилке близ Зажогинского карьера относительно подстилающей ШП

По сравнению в подстилающей ШП, верхний слой почвы близлежащей территории Зажогинского карьера обогащен некоторыми лантаноидами (табл. 2). Техногенного накопления большинства РЗЭ не отмечено по близлежащей территории карьера, полученные значения свидетельствуют о природном накоплении РЗЭ в почве даже в непосредственной близости от карьера. По всем направлениям отмечено накопление почвой и техногенное загрязнение (превышение 20% Tg) Nd и Eu, доля техногенности колеблется в пределах 40–48% и 20–35% соответственно.

Относительно накапливается Dy, но загрязнение отмечено лишь в северном и южном направлениях от карьера, а также в первых точках восточного и юго-восточного направления. Накопление La в первых точках северного и западного направлений, а также последних точках восточного и северо-западного. Накопление тяжелого РЗЭ Lu отмечено в непосредственной близости от карьера в северном и южном направлениях.

Таблица 2. Обогащение верхнего слоя (КОП) и техногенность (Tg) РЗЭ в почве близлежащей территории Зажогинского карьера

Шаг, м	РЗЭ									
	La		Nd		Eu		Dy		Lu	
	КОП	Tg, %	КОП	Tg, %	КОП	Tg, %	КОП	Tg, %	КОП	Tg, %
Северное направление										
0	1,3	21,4	1,9	48,3	1,2	19,9	1,1	11,5	–	–
100	1,1	5,2	1,9	46,1	1,4	27,7	1,3	20,7	1,3	23,2
200	–	–	1,8	44,5	1,4	27,2	1,3	24,6	–	–
300	–	–	1,9	46,7	1,4	29,0	1,2	17,9	1,1	10,9
400	–	–	1,8	45,7	1,3	23,3	1,2	19,0	–	–
Южное направление										
0	–	–	1,7	40,4	1,3	22,4	1,4	29,0	–	–
100	–	–	1,9	47,0	1,5	33,7	1,3	23,1	1,4	28,8
200	–	–	1,8	45,8	1,4	27,3	1,2	16,2	–	–
300	–	–	1,9	46,8	1,5	34,7	1,3	21,4	–	–
Западное направление										
0	1,4	27,1	1,9	48,1	1,4	28,4	1,1	8,4	–	–
100	–	–	1,8	43,3	1,4	30,8	1,0	4,6	–	–
200	1,1	6,1	1,8	43,0	1,3	24,1	–	–	–	–
Восточное направление										
0	–	–	1,8	45,3	1,3	25,1	1,3	25,0	1,0	–
100	–	–	1,9	46,4	1,4	26,8	1,2	17,0	–	–
200	–	–	1,8	45,6	1,4	26,6	1,2	18,9	–	–
300	1,0	0,6	1,7	41,9	1,4	26,6	1,2	16,9	–	–
400	1,3	21,0	1,9	46,8	1,3	23,8	1,1	12,8	–	–
Северо-западное направление										
0	–	–	1,8	43,0	1,4	30,2	1,1	8,1	–	–
100	–	–	1,8	44,5	1,5	32,6	1,1	8,2	–	–
200	–	–	1,8	43,7	1,5	32,9	1,1	7,2	–	–
300	1,6	38,0	1,8	45,1	1,4	27,8	1,0	1,2	–	–
400	–	–	1,7	41,5	1,5	31,3	1,0	3,7	–	–
Северо-восточное направление										
0	–	–	1,8	42,9	1,4	30,4	1,1	9,2	–	–
100	–	–	1,7	41,4	1,4	26,2	1,1	5,0	–	–
200	–	–	1,8	43,1	1,4	27,7	1,1	9,3	–	–
300	–	–	1,8	45,2	1,5	32,3	1,1	6,2	–	–
400	1,0	–	1,8	43,3	1,4	26,5	1,0	3,5	–	–
Юго-западное направление										
0	–	–	1,7	42,3	1,3	25,4	1,0	2,2	–	–
100	–	–	1,8	44,2	1,5	32,6	1,1	9,4	–	–
200	1,1	7,1	1,7	41,6	1,3	22,4	1,1	12,5	–	–
Юго-восточное направление										
0	–	–	1,9	47,6	1,5	33,5	1,3	22,7	–	–
100	–	–	1,8	44,4	1,7	39,8	1,2	15,6	–	–
200	–	–	1,9	46,3	1,6	36,2	1,1	11,7	–	–
300	–	–	1,8	43,4	1,5	32,8	1,1	12,2	–	–
400	–	–	1,8	45,1	1,5	34,7	1,1	5,9	–	–

Примечание: 0 м – край карьера; – означает для КОП – менее единицы, для Tg – не имеет достоверных положительных значений; цветом отмечены значения КОП выше единицы, значения Tg – выше 20%.

По сравнению со среднемировыми значениями и содержанию по РАAS, верхний слой почвы близ Зажогинского карьера обеднен РЗЭ. Среднее валовое содержание РЗЭ в смешанных почвенных образцах достоверно превышает фоновое. Не смотря на интенсивное вымывание РЗЭ из ШП и обогащение почвенного слоя и подстилки, в почве в непосредственной близости от карьера не происходит накопление и закрепление большинства лантаноидов в верхнем почвенном слое. Вероятно, в данном случае имеется факт не столько выветривание самой подстилающей ШП, сколько присутствие в образцах почвы шунгитовых обломков и крошки от взрывных разработок карьера. Техногенное загрязнение по всей исследуемой территории отмечено только для Nd и Eu, в определенных точках – для La, Dy и Lu.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-45-100632/16.

Список литературы

1. Водяницкий Ю.Н., Савичев А.Т., Васильев А.А., Лобанова Е.С., Чащин А.Н., Прокопович Е.В. Содержание тяжелых щелочноземельных (Sr, Ba) и редкоземельных (Y, La, Ce) металлов техногенно загрязненных почвах // Почвоведение, 2010, № 7, с. 879–890
2. Кабата: Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Мир, 1989. 439 с
3. Кикеева А.В. Сверхтяжелые металлы в почвах на шунгитовых породах // Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы, Севастополь, 2017. С. 69–72.
4. Кулешевич Л.В., Дмитриева А.В. Минералы и источники редкоземельных элементов в Карелии // Ученые записки Петрозаводского государственного университета, Петрозаводск, 2012. С. 62–66.
5. Переломов Л.В. Взаимодействие редкоземельных элементов с биотическими и абиотическими компонентами почв // Агрохимия. 2007. № 11. С. 85–96.
6. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 379 с.
7. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. 282 с.
8. Чаженигина С.Ю., Рожкова В.С. РЗЭ в почвах и карьерных водах, приуроченных к месторождениям шунгитовых пород // Экологическая геология: теория, практика и региональные проблемы, Воронеж, 2015. С. 279–282.
9. Bowen H.J.M. Environmental chemistry of the elements. N.Y.: Acad. Press, 1979. 333 p.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД К КАРТИРОВАНИЮ ПОДВОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ НА ПРИМЕРЕ ДВУХ КЛЮЧЕВЫХ УЧАСТКОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

Кобик Л.Б.

Санкт-Петербургский государственный университет, luba.kobik@gmail.com

Введение. Исследование морских экосистем – важное научно-практическое направление в системе наук о Земле, которое требует применения геологических, биологических, гидрологических и геоэкологических методов. Обязательной частью такого исследования является выделение подводных ландшафтов и их последующее картирование.

Объектом исследования был выбран Финский залив, являющийся восточной частью Балтийского моря. Воздействие человека на эту часть морской акватории колоссально ввиду того факта, что залив представляет собой водную магистраль, которая является частью системы Волго-Балтийского водного пути и Беломорско-Балтийского канала. Помимо этого на берегах залива ведется активная хозяйственная деятельность, негативно влияющая на экосистемы Финского залива, на его состояние вод. Среди таких отрицательно действующих факторов следует отметить сельскохозяйственные стоки биогенных элементов, вызывающие эвтрофикацию акватории, промышленные стоки, загрязняющие воды токсическими веществами, использование ископаемого топлива и ядерной энергии (Ленинградская АЭС), использование водного транспорта, также транспортировка нефтепродуктов, в ходе которой могут происходить аварии.

Данные, представленные в работе, были получены в ходе выполнения проекта «ТОПКОНС» в рамках международной двусторонней Программы Приграничного сотрудничества России и Финляндии в 2012–2014 гг.

Цели и задачи. Цель данной работы – оценка двух участков дна Финского залива (рис. 1) на основе использования экологического подхода при картировании морских ландшафтов.

Для достижения выбранной цели были поставлены следующие задачи:

- а) анализ физико-географических параметров Финского залива;
- б) сравнение геологического и биологического подходов к описанию подводных ландшафтов;
- в) выбор наиболее значимых параметров среды, применимых для картирования данного участка;
- г) сбор данных по литологии, батиметрии, солености и освещенности;
- д) создание комплексных карт для каждого из исследуемых участков с помощью ГИС.

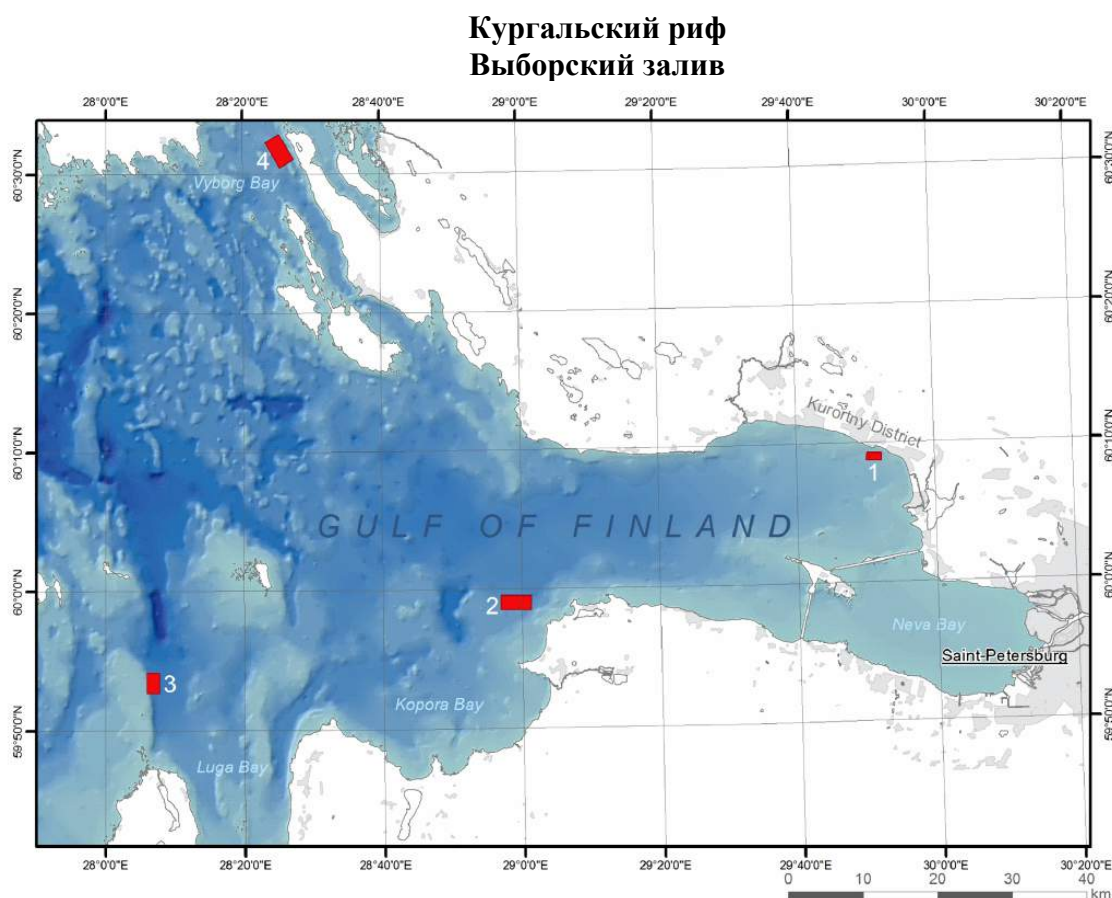


Рис. 1. Карта расположения двух участков Восточной части Финского залива (Орлова М.И., Рябчук Д.В., Сухачева Л.Л., Жаковская З.А. Общая характеристика подхода проекта ТОПКОНС к сбору полевых данных, 2015)

Геологическая характеристика объекта. Финский залив, являющийся восточной частью Балтийского моря, занимает площадь в 29 600 км². Российская часть залива составляет 11 000 км² от общей площади и включает в себя Выборгский залив на севере, Нарвский залив на юге, а также Невскую, Лужскую и Копорскую губы в восточной и юго-восточной частях Финского залива соответственно (Атлас геологических и эколого-геологических карт, 2010).

Акватория Финского залива находится в зоне сочленения Балтийского щита и Русской равнины. Финский залив является одним из наиболее мелководных участков Балтийского моря, которое в свою очередь отличается большой расчлененностью рельефа.

Рельеф дна Финского залива преимущественно равнинный с локально встречающимися формами эрозионной, денудационной и ледниковой деятельности. Такой рельеф обусловлен процессом пенепленизации, являвшимся определяющим рельефообразующим фактором на данной территории в течение продолжительного геологического времени (Атлас геологических и эколого-геологических карт, 2010). Среди генетических типов рельефа выделяются три основные группы: ледникового происхождения, водно-ледникового и морского.

Как уже упоминалось ранее, для Финского залива характерна мелководность. Градиент глубин растет при движении с востока на запад. В самой восточной части – Невской губе – глубина составляет 3–7 м, у о. Гогланд – 70 м, у входа в Финский залив – 60–80 м (Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР, 1983). Максимальная глубина наблюдается к северу от о. Прангли и составляет 121 м.

На донной поверхности Финского залива в основном распространены кластические осадки. Вершины подводных поднятий и вдольбереговые бенчи сложены грубообломочными отложениями, сформировавшимися в ходе размыва морены, батиметрически ниже дно покрыто песками различного гранулометрического состава. Во впадинах рельефа формируются алевро-линистые илы.

Биотические характеристики объекта. Одним из главных параметров, определяющих распространение живых организмов в воде, является освещенность. Свет влияет на рост и развитие организмов, а также на процесс их размножения. В Финском заливе, как и составной части Балтийского моря, выделяются две зоны: эвфотическая и афотическая. Эвфотическая зона характеризуется проникновением не менее 1% поступающего солнечного света.

Другой важный параметр, влияющий на распространение живых организмов – соленость. Финский залив характеризуется еще меньшей соленостью, чем слабосолёные воды Балтийского моря. Это объясняется значительным влиянием на гидрологический режим крупных рек, впадающих в залив. Так воды Невской губы вплоть до Кронштадта по своим показателям определяются как пресные. К западу солёность увеличивается и в Лужской губе принимает значения 3–3,5 ‰ (Al-Hamdani Z. et al., 2007). Таким образом, Финский залив можно отнести к олигохалинному I классу, характеризующемуся высоким содержанием пресноводных видов.

Температура – третий фактор, влияющий на распространение биоты. В силу своей принадлежности к бореальному поясу Финскому заливу свойственны сезонные колебания температуры. Зимние значения температуры могут опускаться до 0 °С, а летние – подниматься до 28–30 °С. В вертикальной дифференциации вод залива выделяют три слоя: верхний изменчивый (0–20 м), холодный промежуточный (20–40 м) и глубинный относительно холодный (>40 м).

Картирование подводных ландшафтов участков Выборгского залива и Кургальского рифа. Для картирования подводных ландшафтов в пределах двух ключевых участков дна Финского залива были выбраны следующие критерии:

- а) глубина моря (характеризующая степень освещенности);
- б) характер поверхностных донных отложений;
- в) солёность;
- г) содержание кислорода на границе вода-дно.

Для построения результирующих карт использовались батиметрические данные и литологическая характеристика поверхностных отложений, включающая гранулометрический состав терригенных отложений, наличие/отсутствие железо-марганцевых конкреций и зоны окисления.

Глубина определяет освещенность, которая выражается в существовании афотической и фотической зон. Для рассматриваемых участков Финского залива условная граница этих зон как по данным полученным при подводной видеосъемке, так и по литературным данным (Преображенский Б.В. и др., 2000) проводится на глубине 10 м.

Солёность в пределах каждого из участков не изменяется при переходе от одного ландшафта к другому. По этому параметру Выборгский залив относится к олигохалинному I типа (< 5‰), а участок Кургальского рифа – к олигохалинному II типа (5–7,5 ‰).

Используя данные критерии, на участке Выборгского залива были выделены 16 типов донных ландшафтов, а на участке Курганского рифа – 13 типов.

Заключение и результаты. Анализ выбранных полигонов по данным критериям позволил выделить 16 типов ландшафтов на участке Выборгского залива (рис. 2) с преобладанием в афотической зоне равнинных ландшафтов, сложенных алевропелитами с железо-марганцевыми конкрециями, и крупных фракций (валуны, галька, гравий) на вершинах подводных поднятий.

Участок Выборгского залива

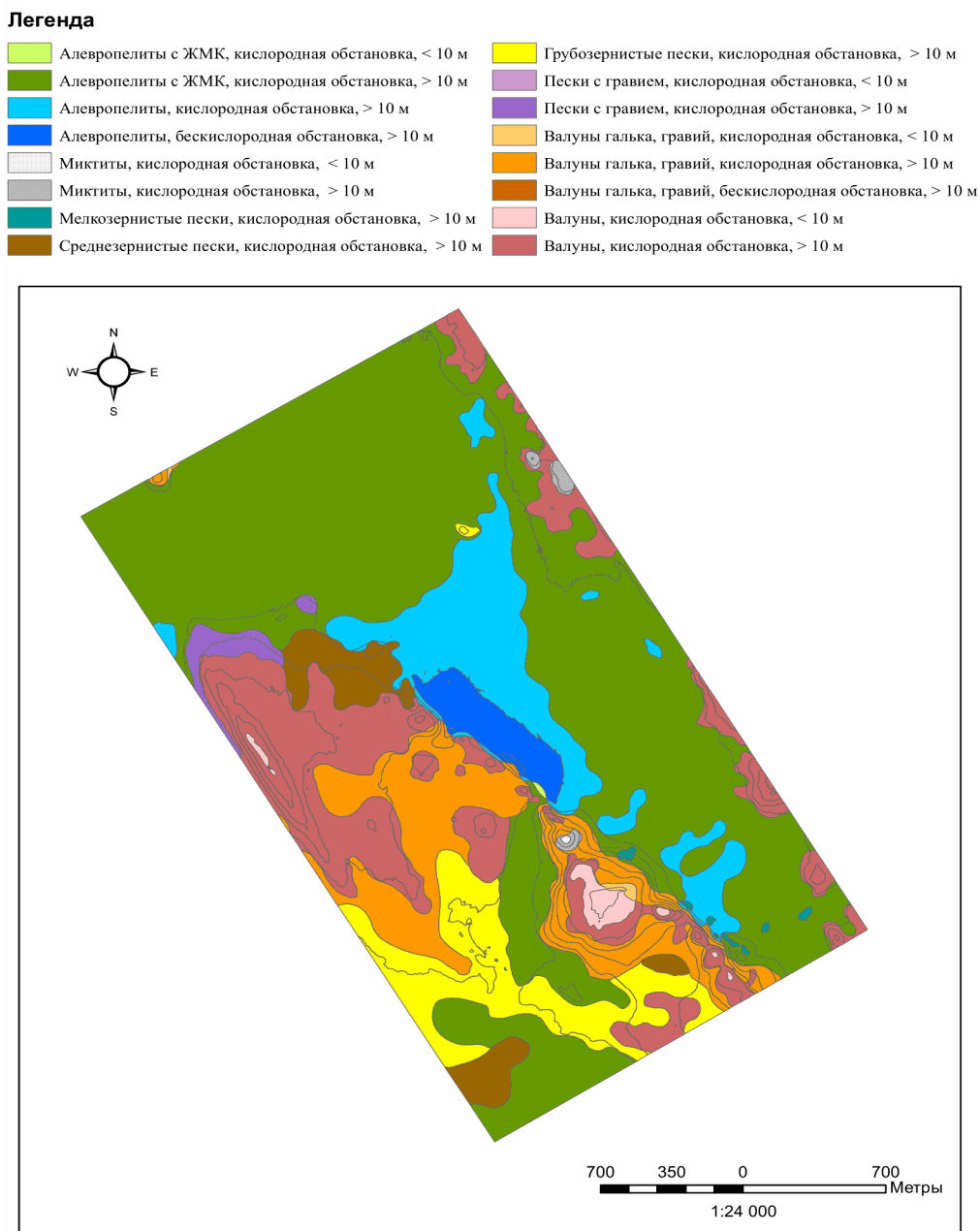


Рис. 2. Комплексная карта участка Выборгского залива

На участке Курганского рифа было выделено 13 типов ландшафтов (рис. 3), среди которых доминирующими являются ландшафты дна седиментационных бассейнов на глубине более 33 м с преобладанием алевропелитовых илов. Для склона рифа, сложенного мелко- и среднезернистым песком характерно наличие конусов выноса, что говорит об условиях, благоприятствующих сходу оползней.

Участок Кургальского рифа

Легенда

	Мелкозернистые пески, кислородная обстановка, < 10 м
	Мелкозернистые пески, кислородная обстановка, > 10 м
	Песок с гравием, кислородная обстановка, < 10 м
	Песок с гравием, кислородная обстановка, > 10 м
	Пески с гравием и галькой, кислородная обстановка, > 10 м
	Пески средне-мелкозернистые с гравием, галькой и ЖМК, кислородная обстановка, < 10 м
	Пески средне-мелкозернистые с гравием, галькой и ЖМК, кислородная обстановка, > 10 м
	Пески средне-мелкозернистые, кислородная обстановка, < 10 м
	Пески средне-мелкозернистые, кислородная обстановка, > 10 м
	Песчаные алевриты, кислородная обстановка, > 10 м
	Алевропелиты, кислородная обстановка, < 10 м
	Алевропелиты, кислородная обстановка, > 10 м
	Алевропелиты, бескислородная обстановка, > 10 м

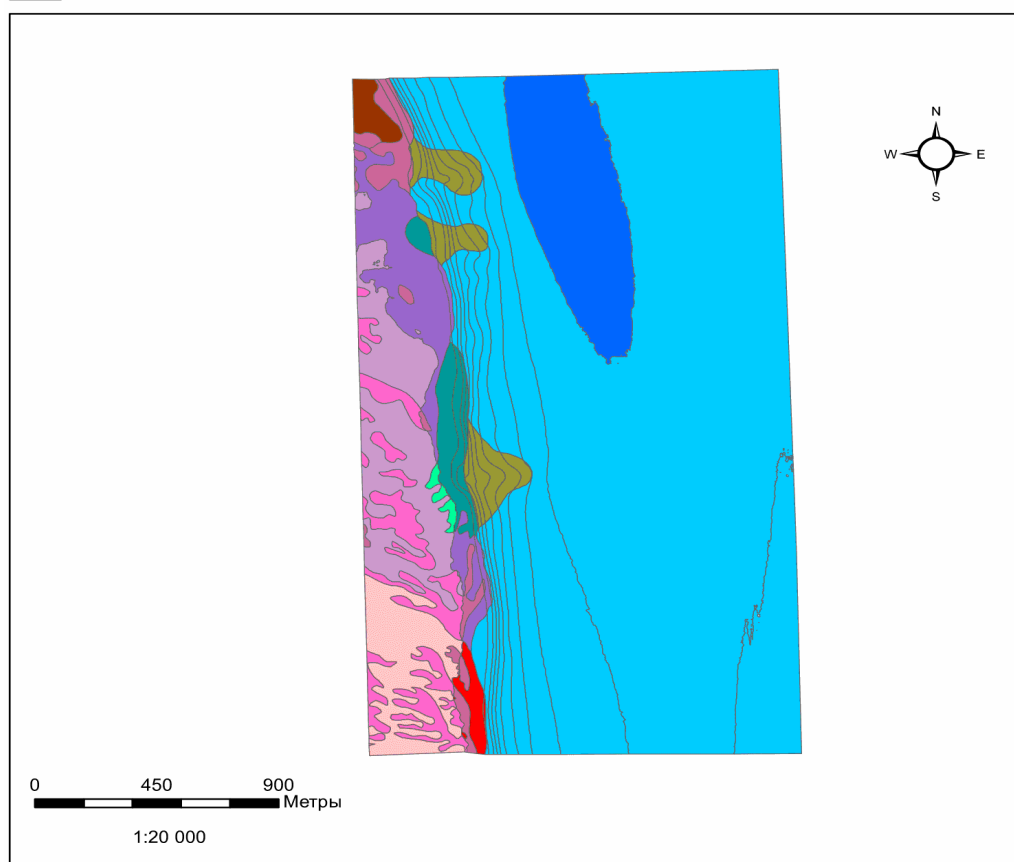


Рис. 3. Комплексная карта участка Кургальского рифа

Список литературы

1. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / Гл. ред. О. В. Петров. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 78 с.
2. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 1. Балтийское море. Вып. 1. Балтийское море без заливов. Л.: Гидрометеиздат, 1983, 175 с.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 3. Балтийское море. Вып. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. СПб.: Гидрометеиздат, 1992, 447 с.
4. Орлова М.И., Рябчук Д.В., Сухачева Л.Л., Жаковская З.А. Общая характеристика подхода проекта ТОПКОНС к сбору полевых данных // Региональная экология, 2015. № 3 (38), с. 8–31.
5. Орлова М.И., Рябчук Д.В., Карьялайнен М. ТОПКОНС – трансграничные инструменты морского пространственного планирования и сохранения Финского залива. Проект № 2011-022-SE511 программы соседства юго-восточной Финляндии и России // Региональная экология, 2014. № 1-33 (35). Специальный выпуск, с. 170–171.

6. Преображенский Б.В., Жариков В.В., Дубейковский Л.В. Основы подводного ландшафтоведения. Владивосток: Дальнаука, 2000. 351 с.
7. Сивков В.В., Дорохов Д.В., Дорохова Е.В., Жамойда В.А., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю. Абиотический подход к картированию донных ландшафтов в Российских секторах Балтийского моря // Региональная экология, 2014. № 1-2(35), с. 156–165.
8. Al-Hamdani Z., Reker J. Towards marine landscape in the Baltic Sea, BALANCE Interim Report № 10, 2007, 116 с.
9. Kaskela A.M., Rousi H., Ronkainen M., Orlova M., Babine A., Gogoberidze G., Kostamo K., Kotilainen A.T., Neevin I., Ryabchuk D., Sergeev A., Zhamoida V. Linkages between benthic assemblages and physical environmental factors: the role of geodiversity in Eastern Gulf of Finland ecosystems // Continental Shelf Research, 2017, с. 1–13.

ИСТОЧНИКИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ПИТКЯРАНТСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Конышев А.А., Сидкина Е.С., Черкасова Е.В., Бугаев И.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, sidkinaes@yandex.ru

Введение. Оценка загрязнения поверхностных вод изучаемой территории является чрезвычайно важной, поскольку реки территории впадают в один из самых крупных водоемов Европы – Ладожское озеро. Воды озера используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения, в сельском хозяйстве, осуществляется промышленное рыболовство (около 10 видов рыб имеют промысловое значение). Озеро судосходно, в том числе это используется в рекреационных целях.

Объект и методы исследования. Работы проводились на северо-восточном берегу Ладожского озера, на территории Питкярантского рудного района. В районе работ расположены скарновые рудопоявления и месторождения, эксплуатировавшиеся в 19-м, начале 20-го века. На сегодняшний момент эти объекты не отрабатываются, шахты затоплены водой, отвалы находятся под воздействием атмосферного воздуха и осадков. Объекты доступны для опробования. Нами была исследована мышьяковая шахта, расположенная выше ручья (рис. 1). По данным (Valkama et al., 2016) объект эксплуатировался 1899–1902 гг. Шахта затоплена, вода в ней мутная, зеленоватая, имеет затхлый запах. В 2017 г. был отобран представительный (3 кг) образец с рудной минерализацией из стенки шахты и вода с поверхности, также отобрана вода из ручья выше и ниже по течению. При изучении макро и микроэлементного состава твердой пробы применены методы XRF (ИГЕМ РАН), ICP-MS и ICP-AES (ИПТМ РАН), а также методы оптической микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа для определения состава минеральных фаз. При изучении проб воды применены методы атомно-абсорбционной спектроскопии (ААС) и ICP-MS.

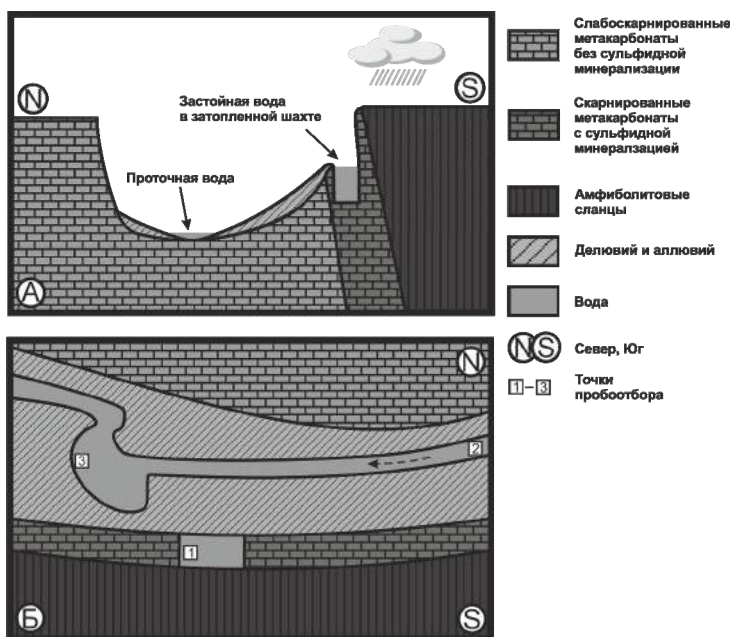


Рис. 1. Схема расположения объекта исследования.
А – схематический разрез, Б – схематический план

Геохимическая характеристика объекта. Объект расположен в пачке метакarbonатов ятулийского времени, на глубине около 200 м под метаосадочными толщами находится кровля Салминского батолита, представленная биотит-амфиболовыми гранитами, а также штоковыми и дайковыми телами Li-сидерофиллитовых лейкогранитов, по данным (Larin, 1991).

Карбонатные породы представлены кальцитом с незначительной примесью доломита (вероятно, метасоматического происхождения), на удалении от контакта с амфиболитовыми сланцами имеют наложенную минерализацию из минералов группы серпентина, гумита, флюорита. По мере приближения к контакту, вероятно, служившему проницаемой для постмагматических флюидов зоной, – увеличивается количество рудной минерализации. Ранние рудные фазы представлены магнетитом, более поздние: сфалеритом, шеелитом, халькопиритом, леллингитом, касситеритом, молибденитом, Bi-содержащими минералами, самородным Bi. Вторичные минералы представлены смитсонитом, самородной серой. Также отмечен: флюоборит.

В таблице 1 приведен минеральный состав пробы, взятой из стенки шахты, этот состав планируется использовать в дальнейшем в моделировании взаимодействия атмосферных осадков с породами шахты.

Таблица 1. Минеральный состав исследуемой пробы, взятой из стенки мышьяковой шахты

Минерал	Содержание, %	Минерал	Содержание, %
Минералы группы серпентинита	34.91	Смитсонит	0.27
Магнетит	26.07	Гематит	0.23
Сфалерит	16.4	Кальцит	0.2
Клиногумит	12	Халькопирит	0.19
Доломит	3.93	Апатит	0.1
Шеелит	2.27	Леллингит	0.07
Пирит	1.76	Касситерит	0.06
Флюорит	1.18	Молибденит	0.03
Мусковит	0.32	Цинкит	0.01

По данным (Valkama et al., 2016) содержание As в образцах из отвалов мышьяковой шахты достигает значений до 4,23 вес %, Cu до 15,2 вес %.

Под воздействием атмосферных осадков – сульфидная минерализация разрушается с переходом в водный раствор таких металлов как Cu, Zn, Cd и т.п. Атмогенные воды с измененным после контакта с сульфидами составом попадают в небольшие реки и ручьи, стекающие в Ладожское озеро. Поверхностные источники этого района богаты органическими веществами, поскольку местность заболочена. Оценка миграционной способности металлов-поллютантов в том числе с возможностью образования комплексных частиц с органическими лигандами, представляет особый интерес для авторов работы.

Результаты анализов проб воды методом ICP MS показывают значительные превышения содержаний тяжелых металлов относительно нормативов качества воды объектов рыбохозяйственного значения и для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Результаты изучения содержания тяжелых металлов в фитоперифитоне, состояние которого во многом обусловлено гидрохимическими условиями водоема, из работы (Комулайнен и др., 2016) показывают значительное увеличение концентраций от истока к устью. Например в р. Уксуньйоки, протекающей в пределах Питкярантского рудного поля, в фитоперифитоне увеличивается количество Cd и Pb от Истока до устья – в 8,5 раз (от 0,2 до 1,7 мг/кг) и в 2,8 раз (от 17,9 до 49,8 мг/кг) соответственно (Комулайнен и др., 2016).

Выводы. Проведенный анализ опубликованных материалов по данной территории и изучение отобранных образцов показывает, что данный объект может быть источником для за-

грязнения поверхностных вод цинком, мышьяком, железом, медью, молибденом, кадмием. В дальнейшем планируется создание модели выщелачивания элементов из пород атмосферными осадками на данном объекте.

Список литературы

1. Комулайнен С.Ф., Лозовик П.А., Круглова А.Н., Барышев И.А., Галибина Н.А. Оценка экологического состояния рек северного побережья Ладожского озера по химическим показателям и структуре гидробиоценозов // Водные ресурсы, 2016, том 43, № 3 с. 277–286.
2. Valkama M., Sundblad K., Cook N.J., Ivashchenko V. I. Geochemistry and petrology of the indium-bearing polymetallic skarn ores at Pitkäranta, Ladoga Karelia, Russia // Mineralium Deposita. 2016. V. 51. № 6. P. 823–839.
3. Larin A. Ore mineralization // In: Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia. Eds.: Naapala I, Ramo O.T., Salonsaari P.T. Geol. Surv. Finl. Guide 33. 1991. p. 19–34.
4. Trüstedt O., 1907. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Bulletin de la Commission Geologique de Finlande no 19. Frenckellska Tryckeri-Aktiebolaget, Helsingfors.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВ ЮЖНОГО КЛАСТЕРА НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «СМОЛЕНСКОЕ ПООЗЕРЬЕ»

Копылова В.И.¹, Зеленковский П.С.¹, Хохряков В.Р.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, kopylova.nika@gmail.com

²Национальный парк «Смоленское Поозерье»

Введение. В экологических исследованиях важное место занимает изучение почвы, так как это биокосное тело, развивающееся под влиянием климата, благодаря живым организмам и напрямую зависящее от геологического строения. Кроме того, почва – депонирующая среда, способная отразить проходящие в экосистеме изменения. Практика многолетних исследований показала, что эффективней, прежде всего, во-первых, классифицировать почву, опираясь на почвенные разрезы, во-вторых, охарактеризовать почву с точки зрения содержания некоторых элементов, чаще всего – тяжелых металлов (Саэт Ю.Е., 1990).

Объект исследования. Исследования на территории водосборной площади озер Городище и Поганое, что в южном кластере национального парка «Смоленское Поозерье» ведутся с 2016 года. Согласно функциональному зонированию парка район исследования относится к зонам рекреационной и экстенсивного природопользования. Озера Городище и Поганое имеют ледниковое происхождение, представляют единую гидрологическую систему. Геологическое строение исследуемой территории характеризуется распространением отложений верхнего протерозоя, девонской и четвертичной систем. Непосредственно в южной части парка, где находятся акватории исследуемых озер, девонские отложения повсеместно перекрываются четвертичными. Толща четвертичных отложений хорошо развита, она имеет мощность 100–200 м. Породы четвертичного возраста представлены различными типами ледниковых отложений: моренные – суглинки и супеси валунные, пески валунные; флювиогляциальные отложения камов и озов – пески, с редкими прослоями гравия, супеси, глины; отложения межледниковых этапов – пески и глины.

Методы исследований. Полевой этап включал литогеохимическую съемку, в первый год – рекогносцировочную (21 проба, шаг – 500 м), во второй год – уточняющую (40 проб, шаг – 250 м) (рис. 1). Проводились описания почвенных шурфов с отбором проб по глубине. Затем пробы были подготовлены и следующий этап заключался в их количественном анализе. При этом были опробованы несколько методов: рентгено-флуоресцентный и атомно-эмиссионной спектрометрии. На заключительном этапе полученные данные были обработаны при помощи статистических методов, и результаты интерпретированы.



Рис. 1. Схема фактического материала



Рис. 2. Почвенный разрез у озера Городище

Обсуждение результатов. Почвы в пределах исследуемой территории развиваются в основном на супесях, моренных суглинках, песках озерно-ледниковых и зандровых равнин. Наиболее типичны дерново-подзолистые почвы. Для определения типа почв были сделаны почвенные разрезы в наиболее характерных участках. Один из разрезов приведен на рисунке 2, почва определена как дерново-подзолистая.

Методом рентгено-флуоресцентного анализа были определены значения содержаний элементов свинец, цинк и медь. Массив данных был обработан, в качестве фонового значения взята медиана, так как она является робастной оценкой, а кроме того медиана и среднее арифметическое в данном случае близки или равны (распределение близко к нормальному). Результаты измерений за два года по почвенному покрову представлены в таблице 1.

Таблица 1. Фоновые значения содержаний элементов в южном кластере

Ppm	Pb	Zn	Cu
медиана 2017	22	31	13
медиана 2016	15	28	9

Выводы. Сравнивая два года, мы видим, что к 2017 значения возрастают, но так как разница не составляет более 10 ppm, нельзя говорить о каком-либо изменении в экосистеме или антропогенном влиянии, различия укладываются в пределы естественных колебаний и погрешностей (15–20%).

Полученные значения по цинку мы также можем сравнить с результатами по другим районам парка. В центральной части – 32 ppm, что полностью соотносится с результатами по южному кластеру. В районе озера Лошамье, что находится в заповедной зоне, значения составляют 36 ppm. Кроме того, по этому элементу был сделан анализ атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой, результат составил 37 ppm. Схожесть значений, полученных разными методами в различных функциональных зонах и в разные годы позволяет говорить об этих цифрах, как о региональном фоновом значении.

Концентрации тяжелых металлов формируются за счет естественных факторов (например, горных пород), на которые накладывается действие антропогенного фактора. В свою очередь антропогенное может выражаться в виде локального воздействия (селитебная инфраструктура,

небольшие промышленные объекты) или регионального (крупные мегаполисы, предприятия горнодобывающего и перерабатывающего комплекса и т.д.) формирующегося за счет, например атмосферным переноса.

Для определения особенностей механизма формирования химического состава почв, и выделения источников переноса (местный или региональный) была проведена геохимическая съемка.

Список литературы

1. Сает Ю.Е. и др. Геохимия окружающей среды, Москва, 1990.
2. Терехова В.А., Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Определение фоновых содержаний тяжелых металлов в почвах и донных осадках центральной части национального парка «Смоленское Поозерье» / Материалы XVII межвузовской молодежной научной конференции «Экологические проблемы недропользования». СПб.: Изд-во СПбГУ, 2017, с. 67–74.

РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ПО СОДЕРЖАНИЮ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ГРУНТАХ ВОДОСБОРНОЙ ПЛОЩАДИ ОЗЕРА ДУДЕРГОФСКОЕ

Коршак К.А., Подлипский И.И.

Санкт-Петербургский государственный университет, kka7991@gmail.com

Введение. В юго-западной части Санкт-Петербурга располагается памятник природы «Дудергофские высоты», у подножия которого находится исключительный природный объект - Дудергофское озеро. Вблизи озера расположены поселки Дудергоф и Виллози. По берегам проходят железная и автомобильная дороги, в пределах 30 км зоны находится ряд промышленных предприятий, оказывающих негативное воздействие на состояние компонентов среды объекта исследования. Само озеро, водоемы и водотоки его водосбора используются как источник технического и хозяйственного водоснабжения, в интересах рекреации, туризма и рыболовства. В связи с этим необходим постоянный контроль за состоянием водосборной площади, акватории и донных отложений данного объекта. В настоящей работе представлены результаты проведения эколого-геохимической оценки состояния грунтов водосборной площади.

Определение границ водосборной площади озера Дудергофское, построение сети литогеохимической съемки. Водосборный бассейн (водосборная площадь) – это динамичная природная экосистема, наблюдение за которой обязательно проводится в рамках экологического мониторинга, поэтому в современных условиях бассейновый подход выполняет незаменимую роль при изучении и предотвращении антропогенного загрязнения окружающей среды. Использование бассейнового подхода в экологических исследованиях позволяет стандартизировать подходы и методы, проводить сравнительные оценки для оптимизации систем мониторинга и природопользования.

С целью установления размеров и формы прилегающей территории с наиболее активной гидро- и геохимической связью с ложем озера были проведены полевые работы по установлению пространственного расположения водораздельной линии. Основным фактором, который определяет расположение границ водосбора, является рельеф местности. Применяемый на топографических картах способ изображения рельефа горизонталями, разнообразными условными знаками, отметками высот и урезов воды позволяет с установить положение водораздельной линии. Как правило она проходит по наивысшим точкам водосбора, которыми являются холмы, возвышенности, гребни хребтов, и т.п.

Для построения линии водосбора озера Дудергофское была выбрана топографическая карта масштаба 1:50 000. Результатом проведенного анализа рельефа местности является карта-

схема (рис. 1), на которой отмечена граница водосборной площади. Пунктирной линией отмечена условная водораздельная линия, связанная с техногенными объектами, выявленными при полевом уточнении границ в южной и северо-восточной частях водосбора.

На основании полученных данных была разработана сеть отбора проб грунтов (почв). Граница сети была выбрана таким образом, чтобы весь водосбор оказался внутри нее. Сетка внутри границы построена с шагом 500×500 м. Всего было отобрано 109 проб (Коршак, Подлипский, 2018).

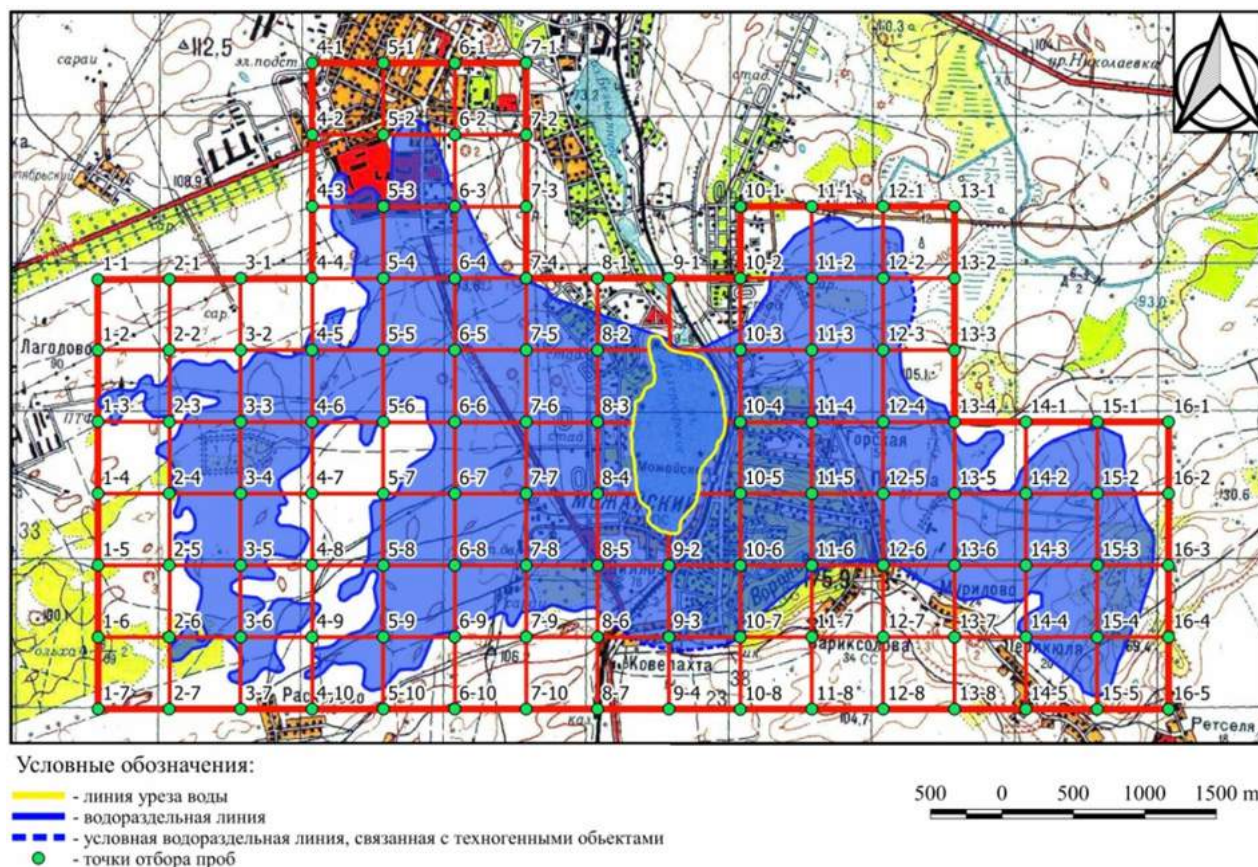


Рис. 1. Схема водосборной площади озера и сеть литогеохимической и радиометрической съемки

Пробы грунта перед анализом доводились до воздушно-сухого состояния в сушильном шкафу, измельчаются и просеиваются через сито (с размером ячеек 1 мм). Полученные навески были проанализированы на рентгеновском анализаторе AP-104 на содержание Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Pb (мг/кг).

Результаты статистической обработки данных. Факторный анализ. Для улучшения результатов дальнейшей статистической обработки исследуемый участок был поделен на зоны в соответствии с их функциональным назначением (рис. 2). Таким образом, мы получили четыре отдельные выборки для каждой зоны, которые и были подвергнуты статистической обработке. Следует отметить, что каждая выборка подготовлена к анализу проверкой нормальности ее распределения.

Статистическая обработка данных проводилась с использованием факторного анализа, отдельно для каждой зоны. Чтобы облегчить объяснение факторов и сделать распределение факторных нагрузок более ярким, использовалась дополнительная процедура – вращение факторных осей Varimax. С целью классификации переменных было рассмотрено распределение нагрузок по факторным осям (рис. 3). Для характеристики групп элементов использовалась геохимическая классификация В.М. Гольдшмидта (Перельман, 2018; Иванюкович, 2010).

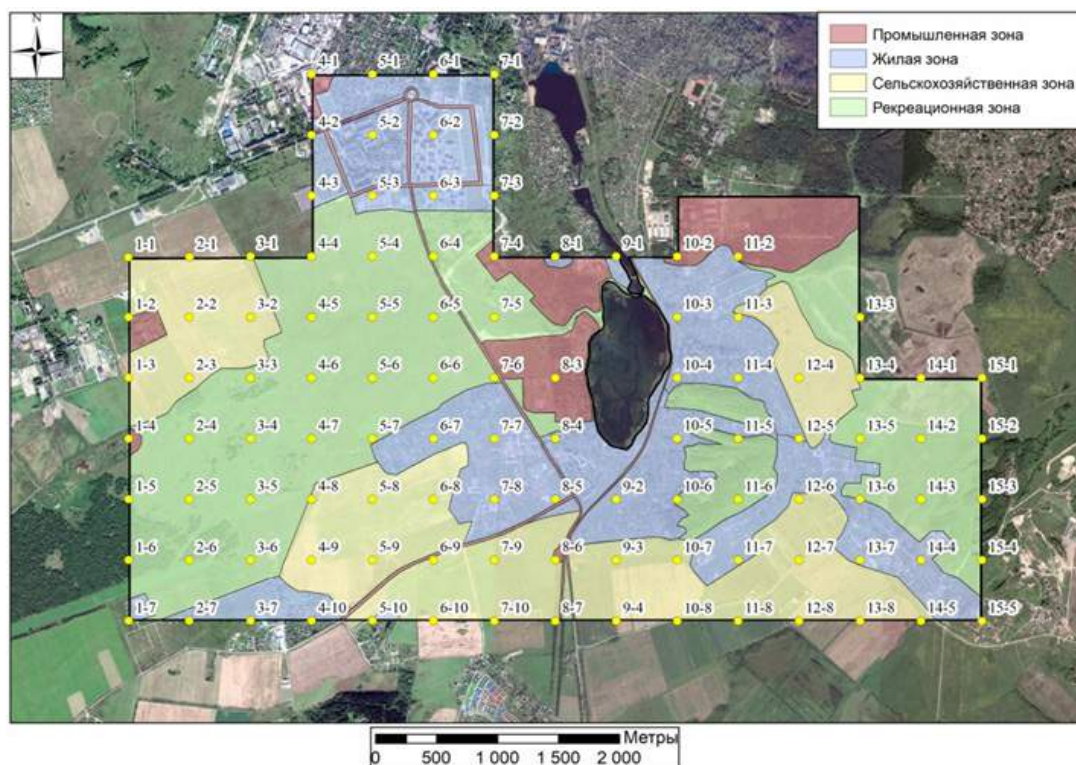


Рис. 2. Схема функционального зонирования территории

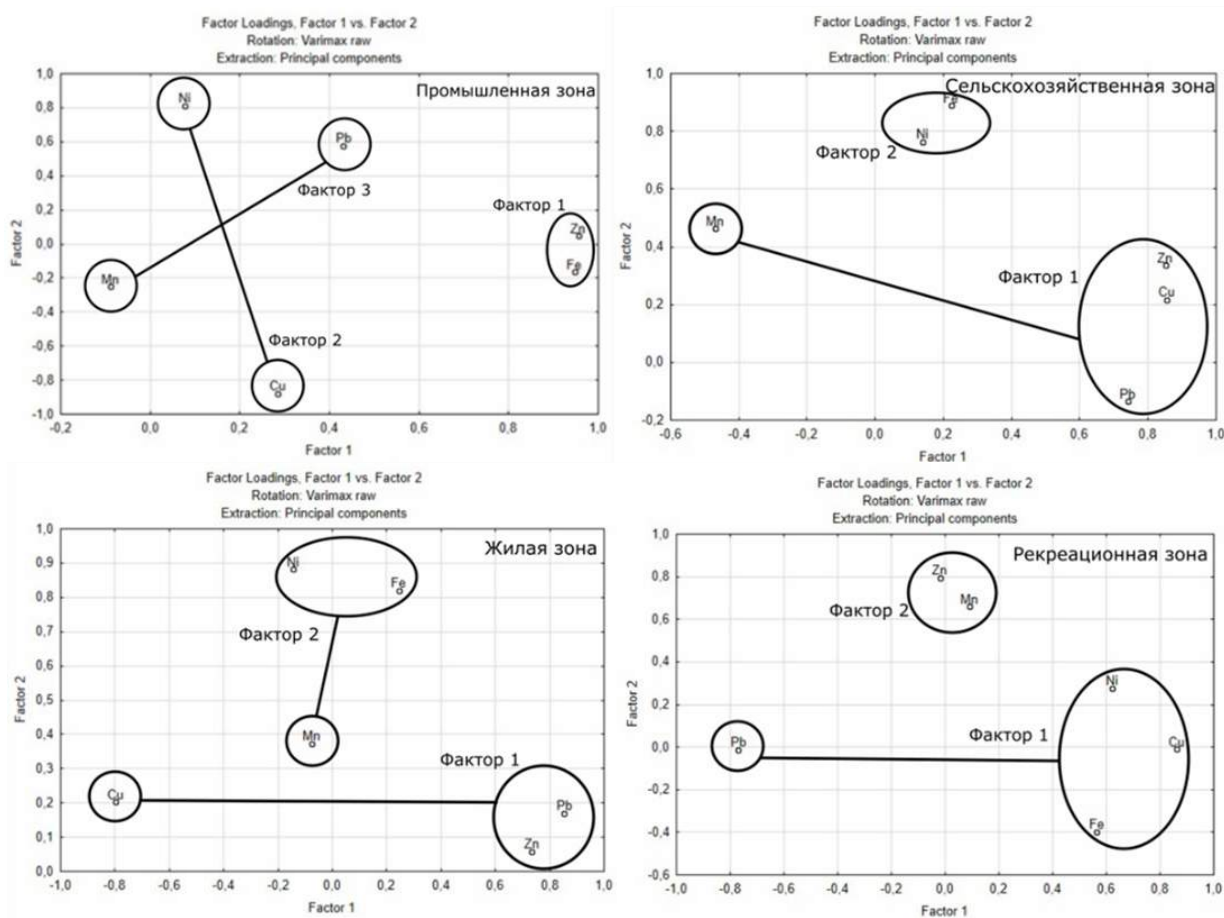


Рис. 3. Диаграммы распределения факторных нагрузок

Из данных диаграмм следует, что для промышленной зоны переменные делятся на 3 группы. Первая представлена двумя переменными – Fe и Zn и связана с Фактором 1. Вторая группа (Ni и Pb) связана с Фактором 2. Третья группа (Pb и Mn) контролируется Фактором 3. Четвертая группа представлена одной переменной Cu, для которой характерно отрицательное влияние Фактора 2. В ассоциациях Фактора 1 (Fe и Zn) и Фактора 3 (Pb и Mn) есть средообразующие элементы (Fe в первом и Mn в третьем), связь распределения с которым может быть основанием утверждения об отсутствии загрязнения этих территорий Pb и Zn. Ni, и его обратная связь с Cu говорит о наличии техногенного источника.

Для сельскохозяйственной зоны переменные также делятся на 3 группы. Первая представлена двумя переменными – Fe и Ni и связана с Фактором 2. Вторая группа (Zn, Cu и Pb) связана с Фактором 1. Для Mn характерно примерно одинаковое влияние факторов, однако для Фактора 1 нагрузки отрицательны, а для Фактора 2 – положительны. Фактор 1 определяет антропогенный источник Zn, Cu и Pb – это неспецифичная техногенная ассоциация городов. Отрицательная связь с Mn, скорее всего, также представляет собой проявление влияния данного источника. Возможно, что данный элемент как микроэлемент для растений находится в недостатке. Фактор 2 группу элементов-сидерофилов в естественном виде (природный источник).

Жилая зона характеризуется разделением переменных на 2 группы. Первая представлена двумя переменными – Fe и Ni и связана с Фактором 2. Вторая группа (Zn и Pb) связана с Фактором 1. Для переменной Mn характерно слабое влияние Фактора 2, а переменная Cu определяется сильным отрицательным влиянием Фактора 1. Фактор 1 представляет собой отражение качества почв жилых зон – в них много органического вещества, а Zn и Pb – сильные органофилы. Также данный фактор вызывает уменьшение концентрации Cu в грунтах, что свидетельствует о недостатке данного элемента для питания растений. Фактор 2 определяет группу элементов-сидерофилов в естественном виде (природный источник).

Рекреационная зона представлена 3 группами элементов. Первая характеризуется двумя переменными – Zn и Mn и связана с Фактором 2. Вторая группа (Ni, Cu и Fe) связана с Фактором 1. Третья группа представлена одной переменной Pb контролируется отрицательным влиянием Фактора 1. Фактор 1 определяет группу элементов-сидерофилов в естественном виде, а отрицательная связь свинца является показателем акцепторной конкуренции с органическим веществом (свинец хорошо и практически необратимо аккумулируется органическим веществом). Фактор 2 определяет группу элементов-мангалофилов, объединение которых в одну ассоциацию является отражением их естественного происхождения.

Таким образом, по итогам факторного анализа данных содержания тяжелых металлов в грунтах на территории водосборной площади озера Дудергофское были выделены значимые факторы для каждой функциональной зоны. Геохимическая связь исследуемых элементов обосновывается условиями каждой зоны.

Список литературы

1. *Иванюкович Г.А.* Статистический анализ экогеологических данных: Практикум решения задач с помощью пакета программ Statistica / Г. А. Иванюкович; под ред. И. М. Хайковича. – СПб.: С.-Петербург. ун-т, 2010. – 204 с.
2. *Коршак К.А., Подлипский И.И.* Эколого-геохимическая оценка водосборной площади и акватории озера Дудергофское. Литогеохимическое опробование почв и донных отложений / Материалы XIII Международной ландшафтной конференции «Современное ландшафтно-экологическое состояние и проблемы оптимизации природной среды регионов. Т. 2. Воронеж: ИСТОКИ, 2018, с. 328–329.
3. *Перельман А.И.* Геохимия: Учебник. Изд. 3-е. – М.: ЛЕНАНД, 2016. – 544 с.

ГИДРОХИМИЯ И ИССЛЕДОВАНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА РЕКИ ЗЕРАВШАН И ЕЕ ПРИТОКОВ

Курбонов Н.Б., Норматов И.Ш.

Таджикский национальный университет, knomvarn.0502@gmail.com

Общая протяженность реки Зеравшан составляет 877 км и площадь водосборного бассейна реки занимает территорию площадью 40600 км². Из них 28900 км² (8,4% территории Таджикистана) расположены на территории Республики Таджикистан и 28900 км² (6,5% территории Узбекистана) на территории Республики Узбекистан. До 1957 г. площадь водосборного бассейна реки Зеравшан составляла 131000 км² (Olsson et al., 2010). Река, главным образом, питается талой ледниковой водой, максимальное и минимальное значения расходов соответствуют соответственно к концу весны – началу летних месяцев и в зимние месяцы. Среднемноголетний расход воды на таджикско-узбекской границе – 158 м³/с, и ежегодный расход составляет приблизительно 5 км³ (Норматов, Петров, 2005).

Река Фондарья – наиболее крупный приток Зеравшана – образуется от слияния двух рек – Ягноба и Искандердарьи. Длина реки от слияния ее составляющих до устья составляет 24,5 км. Площадь водосборного бассейна реки Фондарья 3230 км². Наиболее крупный приток – река Пасруд, вытекающая из ледника Казнок, впадает в Фондарья в 4 км ниже слияния ее двух притоков. Главной составляющей реки Фондарья является река Ягноб с протяженностью 120 км и площадью водосборного бассейна 1650 км². Средний многолетний расход воды реки Фондарья составляет 62,2 м³/с, а в отдельные годы может достигать 85,4 м³/с. Среднемесячное значение твердого стока в реке около 25,8 кг/с при мутности воды 0,396 кг/м³. В среднем в году по реке Фондарья прибывает 815 тысяч т или 252 т с каждого квадратного метра бассейна твердого стока (Абрамий, 2010).

Река Матча характеризуется длиной 200 км и площадью водосборного бассейна 4650 км². Река начинается непосредственно с ледника Зеравшан на высоте 2775 м. Ширина реки достигает 6–20 м. Около 70 небольших рек являются притоками реки. Полноводье реки наступает в первую декаду мая и начиная с июля река питается водами из ледника Зеравшан и сезонных снегов. Расход воды реки Матча 14,9 м³/с и модуль стока равно 49,2 л/с. Мутность воды 1640 г/м³ и ежегодно с каждого квадратного километра бассейна реки вымываются 894 т твердого стока. Вода реки Матча гидрокарбонатная и на верховье реки содержание ионов НСО₃ – достигает 50–80 мг/л. В среднем и нижнем участках река Матча течет среди террас небольшой ширины на дне глубокого каньона с отвесными стенами. Это типичная горная река со стремительным и бурным течением, с падением до 9 м на км. Долина заселена большим числом мелких селений, расположенных на террасах и пологих склонах вдоль реки до отметки 2500 м.

Река Ягноб. Водосбор реки находится на высоте 3440 м и река формируется в результате соединения двух маленьких ручьев из северной части Гиссарских хребтов. Площадь водосборного бассейна реки составляет 1650 км². Расход воды в июне-июле достигает до 194,2 м³/с, а среднемноголетнее значение составляет 31,8 м³/с. В зимне-весенние месяцы (февраль–март) расход воды равняется 11,28 м³/с. Площадь оледенения бассейна реки составляет 70,8 км². Установлено, что река Ягноб питается на 29% от подземных вод, на 58% от тающих снегов и на 13% от ледников. В каждом кубическом метре воды реки Ягноб имеется 265 г твердых стоков и с каждого квадратного километра река смыкает 187 тонн различных материалов, которые в течение года составляют 308,5 тысяч тонн.

Река Искандердарья – второй большой приток реки Фондарья, водозабор которой расположен на высоте 2195 м и вытекающий из озера Искандеркуль. Река имеет 21 км длины с площадью бассейна 974 км². Среднемноголетний расход воды реки равно 18,9 м³/с, но в июне-июле может достигать 111,7 м³/с. Модуль стока реки равен 24,2 л/с. Средняя мутность реки 85,4 г/м³

и с каждого квадратного километра бассейна вымывается более 64,9 т различных отложений. Площадь оледенения 16 бассейна реки Искандердарья составляет 57 км². Река Пасруд является одним из больших притоков реки Фондарья с общей протяженностью 28,4 км и площадью бассейна 371 км². В бассейне реки имеется 22 ледника с общей площадью 21,6 км². Среднегодовой расход воды 4,68 м³/с.

Река Пасруд является одним из больших притоков р. Фондарья с общей протяженностью 28,4 км и площадью бассейна 371 км². В бассейне реки имеется 22 ледника с общей площадью 21,6 км². Среднегодовой расход воды 4,68 м³/с.

Река Киштут. Образуется слиянием рек Вору и Артуч, из которых первая по площади водосбора и водоносности значительно превосходит вторую. После слияния р. Вору и Артуч реки Киштут протекает 10,6 км по узкой ущельеобразной долине и впадает в Зеравшан. Площадь бассейна реки Киштут равна 843 км²; его средняя взвешенная высота 2904 м. Высоты более 4000 м занимают в нем 6,1% общей площади бассейна, а высоты свыше 3500 м – 22,2% (Абров, Шерматов, 2010).

Река Могиян – последний крупный приток р. Зеравшан, сбрасывающий в нее воду. Он начинается многими истоками на северном склоне Гиссарского хр. Значительные высоты в водосборе реки Могиян, занимающем площадь 1100 км², имеют место только в его южной части, где горные хребты выдаются за отметки 4000 м (максимальная высота 4643 м, а высоты более 4000 м занимают 2,7% общей площади водосбора). Средняя взвешенная высота водосбора равна 2620 м. В водосборе реки Могиян насчитывается 45 ледников и ее площадь оледенения равна 29,7 км². Средний расход р. Могиян равен 8,62 м³/с, а средний модуль стока 7,84 л/с км² (Шульц, 1969).

Воды большинства рек Зеравшан принадлежат к гидрокарбонатному классу. По составу катионов эта вода имеет почти исключительно преобладание кальция; гидрокарбонатные воды с преобладанием магния и натрия – крайне редкое явление. Из природных вод гидрокарбонатного класса наиболее распространены воды малой минерализации (суммарное содержание солей до 200 мг/л). Реки с водой, относящейся к сульфатному классу, сравнительно малочисленны. Они распространены преимущественно в степной полосе и частично в полупустынях. В составе катионов природных вод сульфатного класса, так же, как и в водах гидрокарбонатного класса, преобладает кальций. Однако ряд рек сульфатного класса имеет преобладание натрия. По минерализации воды сульфатного класса значительно превосходят воды гидрокарбонатного класса. Речные сульфатные воды с малой (общее количество солей до 200 мг/л) и средней (общее количество солей с 200 до 500 мг/л) минерализацией встречаются сравнительно редко. Наиболее характерна для этих рек повышенная (общее количество солей с 500 до 1000 мг/л), а иногда и высокая (общее количество солей более 1000 мг/л) минерализация воды реки, воды которых относятся к хлоридному классу, встречаются почти так же редко, как и реки, в воде которых преобладают сульфаты. К этой территории относятся преимущественно степные районы и полупустыни. Преобладающими катионами природных вод хлоридного класса являются главным образом ионы натрия. Воды хлоридного класса отличаются высокой минерализацией – свыше 1000 мг/л, реже от 500 до 1000 мг/л (<http://all-about-water.ru>).

Река Зеравшан характеризуется относительно чистыми водами гидрокарбонатного характера с преобладанием ионов кальция. Бассейн р. Зеравшан большей частью расположен на незасоленных почвах. Отличительными чертами гидрохимического режима являются умеренное колебание минерализации и химического состава в течение года и повышение минерализации вниз по течению. В 1984–1988 годах минерализация воды в реке изменялась от 144,3 до 572,6 мг/л. Максимум отмечался ниже г. Пенджикента в период зимней межени (Аналитический обзор, 2010).

Согласно (Салимов, 2001) река Зеравшан в верховьях мало подвержена антропогенному влиянию. По данным постов Хушекат и Дупули воды в верховьях реки Зеравшан слабо минерализованы (среднегодовые концентрации составили 220–230 мг/л, в том числе сульфаты – 40 мг/л, хлориды – 2 мг/л, фенолы отсутствуют, азот нитритный – 0,014 мг/л, растворенный

кислород 8,78 мг/л. По ИЗВ (0,4–0,7) качество воды в верховьях реки Зеравшан по данным поста Дупули (1988, 1992 гг.) следует отнести к чистым. На балансовом участке между постом кишлака Хушекат на реке Зеравшан и постом Дупули и далее по притоку Могияндарья у поста Суджина имеются данные по речному стоку и минерализации. Суммарный среднегодовой сток реки Зеравшан у кишлака Хушекат за 1965–1979 годы составляет 5139,2 млн м³ с максимумом в июне–августе. Осредненная среднегодовая минерализация речного стока за 1984–1992 годы по этому посту составляет 0,2 г/л. На посту кишлака Дупули (р. Зеравшан) объем стока увеличивается за счет боковой приточности, данные по которой отсутствуют, а среднегодовая минерализация увеличивается до 0,24 г/л. Водно-балансовый расчет с отрицательной разницей 130,3 млн м³ объясняется неучтенной боковой приточностью (например, по реке Киштут нет гидрологических данных). При этом вниз по течению было перенесено 268 844 тонн солей.

Река Зеравшан наиболее подвержена трансграничному влиянию. В зоне формирования стока реки расположены объекты горно-обогатительного комбината Республики Таджикистан, которые загрязняют реку токсичными металлами, сурьмой, ртутью. Отмечено содержание сурьмы в подземных водах (в створе Первомайской плотины) 0,001–0,11 мг/л, Чупанатинском водозаборе 0,001–0,008 мг/л (ПДК – 0,05 мг/л) и других водозаборах. Содержание сурьмы в воде уменьшается в направлении вниз по течению реки. Мониторинг за специфическими ингредиентами (сурьма, ртуть, кадмий, стронций и др.) осуществляется с 2002 г. И в результате проведенных природоохранных мероприятий и ужесточения контроля за сбросами сточных вод в реку качество воды улучшилось и индекс загрязненности воды в 2004 г. в створах на границе с Таджикистаном и практически на всем протяжении (за исключением створа после г. Самарканд) соответствовала по ИЗВ II классу – чистые воды (Чембиров, Шодиев, 2010).

В настоящее время на формирование гидрологического и гидрохимического режимов в среднем и нижнем течении реки Зеравшан наибольшее влияние оказывает орошаемое земледелие, которое характеризуется выносом значительного объема коллекторно-дренажного стока. Химический состав воды р. Зеравшан в последние годы определялся на 8 створах. На створе у пос. Раватходжа (нижний бьеф Первомайской плотины) минерализация воды в течение года изменялась от 0,21 до 0,36 г/л, состав воды сульфатно-гидрокарбонатный-натриево-кальциевый (СГ-НК), она загрязнена шестивалентным хромом, цинком, медью. На створе у г. Навои, ниже по течению реки после сбросов сточных вод ПО «Навоизот» минерализация воды изменяется в течение года от 0,98 до 1,62 г/л, что вызвано повышенным содержанием магния, натрия и сульфатного иона. Состав воды гидрокарбонатно-сульфатный-кальциево-магниевый-натриевый (ГС-КМН), она загрязнена теми же ингредиентами, что и в верхнем течении. Установлено, что наибольший уровень загрязнения был отмечен в 1984–1995 гг., в последующие годы он заметно понизился. Согласно проведенным расчетам, с орошаемой зоны в реки Зеравшан, Кашка Дарья и Сурхандарья сбрасывается до 2,0–2,5 км³/год коллекторно-дренажных вод, что приводит к увеличению минерализации речных вод и ухудшению их химического состава. Согласно (Норматов, 2016) основными возможными антропогенными загрязнителями поверхностных вод р. Зеравшан могут быть два предприятия – Зеравшанский золоторудный комбинат (СП «Зеравшан») и Анзобский горно-обогатительный комбинат (СП «Анзоб»). ООО СП «Зеравшан» по своему производственному назначению занимается добычей и переработкой золотосодержащих руд. Комбинат расположен в отрогах Зеравшанского хребта вблизи р. Могияндарья в 30 км от границы Сурхандарьинской области Республики Узбекистан.

Технология переработки включает процесс кучного выщелачивания с применением цианида натрия и дальнейшего электрохимического извлечения сплава Доре. Поэтому основным направлением в охране подземных и поверхностных вод был избран контроль над содержанием цианида натрия в подземных водах вокруг комбината (его хвостохранилище)

и в реках Могияндарья и Зеравшан. Мониторинг содержания цианида натрия по трем наблюдательным скважинам, находящихся ниже хвостохранилища, а также в пробах подземных вод (родника, скважины) и поверхностных вод (р. Могияндарья и Зеравшан) показал полное отсутствие его содержания. Выбросы в атмосферный воздух составили 381,17 т за 2004 год, из которых основной объем приходится на неорганическую пыль – 342,603 т. Учитывая расстояние от границы Республики Узбекистан, эти выбросы не могут оказывать какое-либо влияние на окружающую среду приграничного района Узбекистана. По своему производственному назначению Анзобский горно-обогатительный комбинат (СП – Анзоб) занимается добычей руды и получением ртутно-сурьмяного концентрата. Одной из главных экологических проблем комбината является выход из строя в 1996 г. пульпопровода, отводящего хвосты обогатительной фабрики на хвостохранилище. Хвосты обогатительной фабрики содержат в своем составе 0,56% сурьмы и 0,004% ртути. В июне 2003 г. был задействован временный шламоотстойник, куда до настоящего времени поступают жидкие отходы фабрики. В период с 1996–2002 гг. комбинат производил прямой сброс отходов в р. Фон-Ягноб и естественно в нее и далее в р. Зеравшан поступило большое количество ртути и сурьмы с фабрики. Для определения степени загрязнения реки Зеравшан Могиянской геологической партией был проведен мониторинг и взяты пробы воды, почв и донных отложений вдоль реки Зеравшан. Вышеуказанные анализы были проведены вблизи г. Пенджикент и в 500 метрах от границы с Узбекистаном. Анализы воды были проведены на содержание 14 химических элементов (кальций, магний, медь, свинец, сурьма, ртуть, кадмий, цинк и др.). Результаты анализов показывают, что содержание всех компонентов за исключением цинка, меди и никеля ниже ПДК. Превышение содержания цинка, никеля и меди связано с распространением рудных полей с высоким содержанием этих компонентов. Результаты рентгеноспектрального анализа литогеохимических проб почв и донных отложений вдоль реки Зеравшан выше и ниже г. Пенджикент, а также в 500 м от границы с Узбекистаном на свинец и ртуть дали следующие величины: для свинца в пределах 12,0–17,0 г/т и для ртути от 10,0 до 15 г/т, что находится в пределах ПДК. По данным (Норматов, 2016) в нижнем течении р. Зеравшан в зависимости от сезона года изменяется температура воды и ее прозрачность, содержание минеральных и органических веществ.

Список литературы

1. *Абрамий М.* Трансграничные реки Центр Азии: чистота экстремальных явлений увеличилась / Центр Азии: интернет-сайт. 8 января 2010 г. URL: <http://www.centrasia.ru/newsA.php?st=126292440>.
2. *Аброров Х., Шерматов Н.* Особенности гидрологического режима реки Зеравшан и ее больших притоков / Вестник ТНУ (Серия естественных наук), № 3 (59). – Душанбе, 2010. – С. 295–301.
3. Аналитический обзор. Состояние и перспективы интегрированного управления водными ресурсами бассейна реки Зерафшан / Проект ЕС-ПРООН (2009–2012): Содействие интегрированному управлению водными ресурсами и трансграничному диалогу в Центральной Азии. – Душанбе, 2010. – 95 с.
4. Все о воде [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://all-about-water.ru/chemical-composition.php>.
5. *Норматов П.И.* Геоэкологическая оценка загрязненности поверхностных вод и снегов бассейна трансграничной реки Зеравшан / Автореф. на соиск. к.геогр.н. - Санкт-Петербург, 2016. – 24 с.
6. *Норматов И.Ш., Петров Г.Н.* Использование водных ресурсов Центральной Азии для ирригации и гидроэнергетики: конфликт интересов и взаимовыгодное сотрудничество / Водные ресурсы Центральной Азии, Т. II. № 2, 2005. – С. 24–31.
7. *Чембировасов Э.И., Шодиев С.Р.* Гидрохимическая характеристика речных вод юго-западного Узбекистана / Проблемы освоения пустынь, № 1–2, 2010. – С. 48–50.
8. *Салимов Т.О.* Управление качеством вод. – Душанбе, 2001. – 191 с.
9. *Шульц В.Л.* Реки Средней Азии. – Л., 1969. – 692 с.
10. *Olsson O., Gassmann M., Wegerich K., Bauer M.* Identification of the effective water availability from stream flows in Zarafshan river basin / J. Hydrology, 2010. – PP. 190–197.

ВРЕДИТЕЛИ СТВОЛОВ И ЛИСТВЫ В ПРИГОРОДНЫХ ЛЕСАХ

Малькевич М.В., Томаш М.С.

Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины, *mariya-malkevich@yandex.ru*

Город является открытой природно-технической системой, которая имеет внешние экологические связи. Состояние окружающей среды города зависит от экологических условий территорий, связанных с ним воздушными, водными, биологическими и техногенными потоками. В свою очередь, сам он выступает источником воздействий на внешние территории. С целью упорядоченного использования внегородских территорий, вокруг городов устанавливаются зеленые зоны, а для крупных городов также проектируются пригородные зоны. К зеленым зонам относятся земли за пределами городской черты, занятые лесами, лесопарками и озеленительными насаждениями, выполняющими защитные и санитарно-гигиенические функции и являющимися местом отдыха населения. Для крупных городов зеленые зоны устанавливаются в радиусе нескольких десятков километров от них (Струк, Живнач, 2011).

Проблемы охраны окружающей среды пригородной территории находят отражение в научных исследованиях, а также в практике территориального планирования. Они касаются путей экологической оптимизации природопользования в ее пределах, в том числе охраны водоемов и лесов, оценки эколого-хозяйственного состояния данной территории, формирования здесь экологической сети, выделения экологических границ города и др. Для пригородных и зеленых зон устанавливаются показатели минимально необходимой площади лесов и лесопарков. Важнейшим условием обеспечения благоприятного экологического состояния пригородной территории, а также эффективного выполнения данной территорией функции оздоровления городской среды выступает сохранение в ее пределах достаточной площади природных комплексов, а также их оптимальное размещение (Струк, Живнач, 2011). Пригородные леса подвергаются значительному антропогенному воздействию, оказывающему влияние на их видовое разнообразие, состав и структуру. Значительные рекреационные нагрузки характерны, прежде всего, для пригородных лесов крупных городов. Для городов с населением 1 млн. человек рекреанты составляют около 56%. В результате повышенных рекреационных нагрузок, вследствие высокой плотности населения и пригородных населенных пунктов, развитой системы транспортных путей, пригородные насаждения испытывают сильное антропогенное воздействие (Юшкевич, 2013).

Зеленые насаждения городских и пригородных экосистем в значительной степени ослаблены воздействием разных неблагоприятных факторов окружающей среды. Ксилофаги и большинство филлофагов, как правило, способны развиваться на живых, но ослабленных различными неблагоприятными факторами деревьях. Поэтому, городские насаждения создают благоприятные условия для их развития. В тоже время, условия жизни обитателей зеленых насаждений города резко отличаются от естественных. В условиях пригородных территорий, близких к городской черте зеленые насаждения обычно сильно разобщены. Кормовые растения сильно загрязнены транспортными и промышленными выбросами. На развитие насекомых большое влияние оказывает круглосуточное освещение, ведущее к изменению их поведения и условий возникновения диапаузы. Высокое содержание пыли и сажи, оседающих на растения, затрудняет питание открытоживущих насекомых (Щербакова, 2008). Расширение городской застройки, строительство дорог и коммуникаций расчленяют пригородные лесные массивы на отдельные куртины и группы, которые теряют или ослабляют экологическое значение, характерное для крупных лесных массивов. Поражению пригородных лесов вредителями и болезнями способствуют: наличие сухостоя, высокая захламленность лесов, отсутствие санитарных рубок и ослабленный рост деревьев. В непосредственной близости от городской застройки, насаждения испытывают чрезмерную рекреационную

нагрузку, которая выражается нарушением напочвенного покрова, уплотнением почвы, отсутствием подроста и подлеска. Ухудшается рост и усиливается отпад деревьев, территория становится малопривлекательной для отдыха (Данченко, 2011).

Фауна насекомых, приспособившихся к существованию в урбанизированной среде достаточно многочисленна и разнообразна. В основном она представлена потребителями листвы и хвои – филофагами. К ним относятся представители чешуекрылых (пяденицы, совки, волнянки, листовертки, моли), жесткокрылых (листоеды, слоники), перепончатокрылых (пилильщики). Среди скрытоживущих минирующих насекомых также присутствуют виды, относящиеся к различным систематическим группам (моли, пилильщики). Большая группа сосущих насекомых и растительноядных клещей, питаясь соками растений, вызывает нарушение процессов метаболизма в тканях, выделяя сахаристые вещества, загрязняющие листья, на этой питательной среде впоследствии поселяются сажистые грибы. Все это, с одной стороны, портит эстетичный вид растений, с другой – нарушает процессы дыхания, фотосинтеза, и, как следствие, деревья физиологически ослаблены. В первую очередь сюда следует отнести тлей, червецов и щитовок. Стволовые насекомые (короеды, усачи, златки), поселяясь на деревьях, утративших природную устойчивость, в короткое время приводят к их гибели. Все перечисленные вредители обычно присутствуют в городских и пригородных насаждениях в количествах, не представляющих серьезной угрозы. Однако при определенных условиях численность отдельных групп насекомых может резко возрасти, и тогда они наносят ущерб растениям (Щербакова, Карпун, 2008). Численность вредителей лесного хозяйства постоянно изменяется от минимальной к сверхвысокой, когда формируется очаг, и опять к минимальной. Кривая изменения численности популяции для каждого вида на протяжении одного периода массового размножения специфична (Падутов, Мальцева, 2016).

Хвое-листогрызущие насекомые питаются тканями листьев (хвои) и в активных фазах развития ведут открытый образ жизни. Лишь сравнительно небольшая часть их в фазе личинки живет внутри листьев, минируя их. В эту группу входят представители разных отрядов лесных насекомых. Бабочки и пилильщики характеризуются большими колебаниями численности, и по этому признаку их обычно объединяют в отдельную группу первичных вредителей. Остальные, в основном жуки (листоеды, слоники, нарывники и др.), не дают столь ярко выраженных всплесков массового размножения, характеризуются более умеренными колебаниями численности и образуют очаги преимущественно в молодых насаждениях, парках и полезащитных полосах. Благодаря открытому образу жизни массовые хвое-листогрызущие насекомые подвергаются непосредственному воздействию климатических факторов, благоприятствующих их питанию, развитию и размножению или вызывающих большую смертность. Кроме того, они легко уязвимы для врагов и часто в большом количестве уничтожаются птицами, хищниками, паразитами, а также погибают от болезней. В фазе личинки насекомые питаются хвоей или листвой, а в фазе взрослого насекомого используют нектар цветков или не питаются совсем. Для всех массовых хвое-листогрызущих насекомых характерна очень высокая потенциальная плодовитость и кучность откладки яиц. Преобладающее большинство хвое-листогрызущих насекомых имеет одногодичный жизненный цикл. Только некоторые из них дают две генерации в год. Большинство листогрызущих насекомых многоядны, однако при питании на различных древесных породах имеют разную выживаемость, плодовитость и сроки развития. Есть среди листогрызов и монофаги, но число их ограничено. Хвоегрызущие насекомые обычно предпочитают какую-либо одну породу и плохо развиваются на остальных хвойных (моно- и олигофаги) (Падутов, Мальцева, 2016).

Стволовые вредители питаются тканями стволов дерева. К ним относятся насекомые преимущественно из отряда Жесткокрылых: семейства Короеды, Усачи, Златки, Долгоносики, а также Рогохвосты (отряд Перепончатокрылые), Древоточцы и Стекланницы (отряд Чешуекрылые). Стволовые вредители обладают разной степенью активности. Одни из них нападают на деревья без видимых признаков ослабления, другие – только на очень ослабленные, почти утратившие свои жизненные функции, или поваленные деревья. Большинство стволовых вреди-

телей – олигофаги, и встречаются они на нескольких родственных древесных породах. Насекомые ориентируются по запаху подходящих для заселения деревьев. После поселения первых насекомых на деревьях они начинают усиленное выделение феромонов, что резко увеличивает привлекательность дерева. Чем насекомых больше, тем сильнее действие выделяемых феромонов и быстрее происходит дальнейшее заселение дерева вредителями. Изменение физиологического состояния деревьев обычно связано с нарушением их водного режима. У хвойных пород при этом уменьшается давление живицы, которая механически и токсически защищает деревья от нападения стволовых вредителей, изменяется давление лубяного слоя коры, а у лиственных пород – количество выделяемого сока. Заселенные стволовыми вредителями деревья отмирают различно, это связано с характером ослабления дерева и последовательностью их заселения (Падутов, Мальцева, 2016). В здоровом лесу короеды – типичные деструкторы естественно отмирающих деревьев. В случае воздействия на лесные биоценозы неблагоприятных абиотических (засухи, стихийные бедствия) и биотических факторов (массовые хвое- и листогрызущие вредители, корневые гнили), которые приводят к ослаблению древостоев, стволовые вредители формируют очаги массового размножения, нападая при этом на еще жизнеспособные деревья. К ним можно отнести короедов типографа и двойника – наиболее распространенных и вредоносных ксилофагов ели европейской (Кухта, Блинцов, 2015).

Видовой состав насекомых, повреждающих молодые лесные культуры, весьма разнообразен. Среди этих фитофагов есть вредители корней, грызущие и сосущие вредители надземных частей растений. В молодых культурах, в первые один – два года после их создания, значительная роль принадлежит вредителям корней, а так же многоядным вредителям, переходящим на питание древесными растениями с травянистой растительности, сельскохозяйственных культур (прямокрылым, равнокрылым, полужесткокрылым, некоторым чешуекрылым и жесткокрылым). Но уже в трех- пятилетних культурах в первую очередь сосновых формируется довольно специализированная группа вредителей, повреждающих почки, побеги, хвою, кору и стволы. Многие из этих насекомых наносят ощутимый ущерб только в молодых культурах, а в старшевозрастных они или не встречаются, или не имеют там хозяйственного значения. Большую группу вредителей с грызущим ротовым аппаратом составляют побеговые – бабочки семейства листовертки. Они откладывают яйца на почки, побеги, а гусеницы выедают их изнутри, что приводит к деформации и усыханию побегов, ветвей. К специфической группе вредителей коры и стволиков молодых культур можно отнести разнообразных долгоносиков. Значительный ущерб хвойным культурам могут наносить короеды – корнежилы черный и еловый, выгрызая глубокие ранки у корневой шейки. Прodelывают ходы в лубе нижней части стволиков, образуя смоляные натеки, гусеницы лубяной листовертки. Еще одну крупную группу вредителей молодых культур образуют филлофаги, повреждающие хвою и листья. Ее составляют долгоносики, трубноверты, листоеды, личинки пилильщиков и ткачей-пилильщиков, гусеницы ряда бабочек (Блинцов и др., 2016).

Экологические условия лесопарков приближаются к естественным условиям леса. Произрастающие здесь растения получают все, что нужно для их развития и роста. Они имеют высокое осмотическое давление клеточного сока, быстрое развитие покровных тканей, нормальный прирост, способны продуцировать достаточное количество защитных веществ. Это отрицательно влияет на плодovitость тлей, клещей, кокцид и листогрызущих насекомых. Вспышки массового размножения вредных видов обычно редки и в основном бывают лишь в неблагоприятные для растений годы – засушливые или морозные. Из вредной фауны здесь преобладают лесные виды: листоеды, короеды, орехотворки, еловая пилильщица. Одно из важных воздействий дигрессии насаждений лесопарковой зоны на насекомых-фитофагов осуществляется благодаря влиянию твердых и газообразных выбросов на кормовые растения. Если это влияние оказывается преимущественно на генетическом уровне, то загрязнение воздуха копотью, твердыми окислами прямо влияет на популяцию насекомых-фитофагов в результате изменения их трофического режима. Среди характеристик рекреационной дигрессии наибольшее значение имеет уменьшение мощности лесной подстилки, в результате чего ухудшаются условия зимовки некоторых видов вредителей (Казбанова, 2015).

Ландшафтные парки, дендропарки, ботанические сады занимают промежуточное положение. Экологические условия их близки к условиям лесопарков. Вредная фауна здесь разнообразна и состоит как из типично городских видов, так и из целого ряда лесных представителей и вредителей плодовых садов, а также вредных экзотических видов, попавших с интродуцированными растениями. В таких насаждениях вспышки массового размножения вредителей бывают реже, и они носят очаговый характер. В большом количестве в парках наблюдаются дубовые листовертки, орехотворки, калиновый листоед, чехликовые моли. Эти насаждения с богатым ассортиментом растений привлекают массу беспозвоночных энтомофагов, которым дополнительное питание необходимо для продления жизни и увеличения плодовитости. Понятие «вредитель» в городских зеленых насаждениях отличается от такового в применении к лесу или к сельскохозяйственным культурам, где оценивается прежде всего экономический урон, наносимый насекомыми или болезнями. В зеленых насаждениях они не только наносят материальный ущерб, но и уничтожают или значительно снижают их эстетическую ценность. Таким образом, в зеленых насаждениях к вредителям следует относить всех фитофагов, которые тем или иным образом влияют на нормальный рост и развитие древесно-кустарниковой растительности, на их жизнеспособность и декоративность (Щербакова, Карпун, 2008).

Список литературы

1. *Блинцов А.И. [и др.]* Насекомые-вредители надземных частей древесных растений в молодых насаждениях искусственного происхождения // Проблемы лесоведения и лесоводства: Сборник научных трудов ИЛ НАН Беларуси. Вып. 76. Гомель: ИЛ НАН Беларуси, 2016. С. 482–492.
2. *Данченко М.А.* Эколого-экономическое обоснование лесохозяйственных мероприятий в городских лесах. Томск: Томский государственный университет, 2011. 200 с.
3. *Казбанова И.М.* Влияние фактора рекреационной дигрессии на видовое разнообразие дубовых орехотворок (*Cynipoidae*, *Pumenoptera*) лесопарковой зоны г. Воронежа // Лесотехнический журнал. 2015. № 2. С. 65–70.
4. *Кухта В.Н., Блинцов А.И.* Анализ популяционных показателей короедов типографа и двойника // Проблемы лесоведения и лесоводства: Сборник научных трудов ИЛ НАН Беларуси. Вып. 75. Гомель: ИЛ НАН Беларуси, 2015. С. 571–578.
5. *Падутов А.Е.* Лесозащита: практическое руководство / А.Е. Падутов, Н.В. Мальцева. Гомель: ГГУ им. Ф. Скорины, 2016. 47 с.
6. *Струк М.И., Живнач С.Г.* Географические подходы к выделению внешних экологических границ города // Природопользование. 2011. Вып. 19. С. 96–102.
7. *Струк М.И., Живнач С.Г.* Подходы к планировочной организации природной составляющей пригородной территории // Природопользование. 2011. Вып. 20. С. 5–11.
8. *Щербакова Л.Н.* Защита растений: учеб. пособие для студ. учреждений сред. проф. образования / Л.Н. Щербакова, Н.Н. Карпун. М.: Издательский центр «Академия», 2008. 272 с.
9. *Юшкевич М.В.* Видовое разнообразие, трансформация и синантропизация растительности пригородных лесов Минска // Проблемы лесоведения и лесоводства: Сборник научных трудов ИЛ НАН Беларуси. Вып. 73. Гомель: ИЛ НАН Беларуси, 2013. С. 461–472.

ФИТОРЕМЕДИАЦИЯ ПОЧВ ОТ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ С ПОМОЩЬЮ ГОРЧИЦЫ БЕЛОЙ

Морозова М.А., Куриленко В.В.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Marija934@gmail.com

Фиторемедиация – эффективный с точки зрения затрат, простой и устойчивый метод для удаления загрязняющих веществ из компонентов окружающей среды – воздуха, воды или почвы с использованием растений. Фиторемедиация может быть использована, в основном, для очищения почвы от металлов, металлоидов, нефтяных углеводородов, пестицидов, взрывоопас-

ных или токсичных газов, хлорированных растворителей и ряда промышленных побочных продуктов. Фиторемедиацию можно определить как «процесс восстановления качества окружающей среды путем применения растений. Такие растения должны не только накапливать металлы, но также должны быстро расти в различных условиях и легко поддаваться уборке.

Фиторемедиация используется для стабилизации загрязненных участков на месте, без изъятия и транспортировки загрязненной почвы. Фиторемедиация включает в себя использование растений для извлечения загрязняющих веществ из окружающей среды. В частности, загрязняющие вещества транспортируются во время этого процесса из окружающей среды в растения, путем абсорбции через корни. Этот метод является экономически эффективным и сравнительно простым (Gupta et al., 2003).

Важно, чтобы после поглощения загрязняющих веществ корнями, происходила их транслокация в побеги, так как изъять корневую биомассу сложно. Растения, как правило, не накапливают микроэлементы сверх краткосрочных потребностей обмена веществ, а эти требования невелики (от 10 до 15 ppm). Некоторые растения, которые используются для фитоэкстракции, называются «гипераккумуляторы». Они представляют собой растения, которые достигают отношения концентрации металла в побеге к концентрации металла в корне больше одного. В идеальном случае гипераккумуляторы должны успешно произрастать в токсичных средах, нуждаться в незначительном техническом обслуживании и производить высокую биомассу, хотя лишь немногие растения прекрасно удовлетворяют этим требованиям.

С другой стороны, существуют определенные ограничения в отношении системы фиторемедиации. Среди них: метод отнимает много времени. Фиторемедиация может быть длительным процессом, и это может занять, по крайней мере, несколько сезонов. Таким образом, для загрязнений, которые приводят к возникновению острых рисков для человека и окружающей среды, фиторемедиация не может быть выбрана методом восстановления (Tangahu et al., 2011).

Фиторемедиация стала эффективным и экономически выгодным методом очистки окружающей среды только после обнаружения растений-гипераккумуляторов тяжелых металлов, способные накапливать в своих листьях до 5% никеля, цинка или меди в пересчете на сухой вес – то есть в десятки раз больше, чем обычные растения.

Большинство дикорастущих гипераккумуляторов относится к семейству крестоцветных – близких родственников капусты и горчицы; один из видов горчицы, называемой индийской, или сарептской, оказался весьма эффективным накопителем свинца, меди и никеля (Душенков, Раскин, 1999).

Было принято решение поставить лабораторный эксперимент для отработки методики фитоэкстракции тяжелых металлов и получения сведений о возможных изменениях форм нахождения металлов в почве и растениях.

В качестве растения-аккумулятора была выбрана Горчица белая (*Sinapis alba*), как растение, известное своими аккумулялирующими свойствами и не раз использованное для подобных опытов (Коротченко, 2013).

Предварительно пророщенные семена были посажены в емкости, вмещающие по 2 кг почвы.

Грунт для проведения опыта был специально приобретен и искусственно загрязнен растворами солей Cu, Zn, Pb с концентрациями металлов 100, 300 и 500 мг/кг.

По достижении растениями высоты в среднем 10 см, они были изъятые из почвы. Корни при этом были промыты чистой водой. Далее горчица была высушена, озолена и исследована методами рентгенофазового анализа (РФА) и атомно-эмиссионной спектроскопии (ICP-MS). Этими же методами была исследована почва, использованная в опыте.

Были подсчитаны коэффициенты биологического поглощения металлов растениями, представленные на рис. 1.

Коэффициент поглощения металла оказался неодинаков как для различных металлов, так и для различных их концентраций.

Самые высокие значения КБП наблюдаются для цинка (до 8,374). Причем самые высокие коэффициенты поглощения цинка наблюдались в емкостях с повышенным содержанием свинца (рис. 2). Также высокие значения КБП для цинка наблюдались в емкостях с высоким содержанием меди, в то время как КБП меди в них невысокие. В сосудах, загрязненных солями цинка, он поглощался хуже всего (максимальный КБП 1,47).

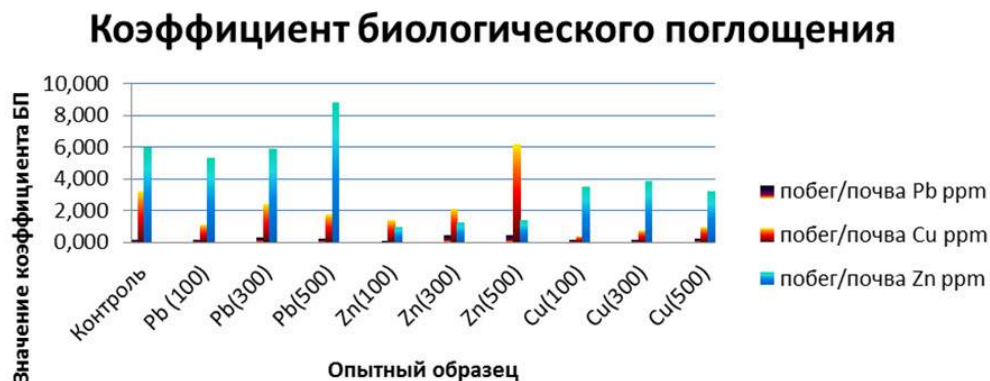


Рис. 1. Коэффициент биологического поглощения металлов растениями (по данным РФА)

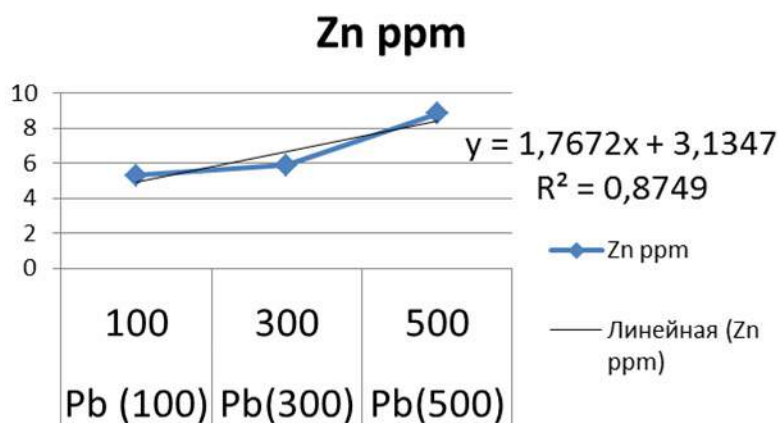


Рис. 2. Зависимость содержания цинка в растениях от содержания свинца в почвах

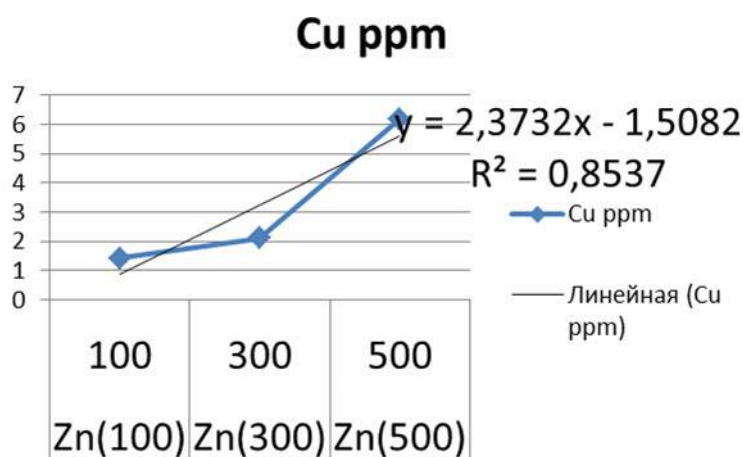


Рис. 3. Зависимость концентрации меди в растениях от концентрации цинка в почве

Максимальный КБП меди (3,332) зафиксирован в сосуде с повышенным содержанием цинка (рис. 3). Ниже – в емкостях, загрязненных свинцом, и самые низкие – в сосудах с солями меди.

Самые низкие КБП характерны для свинца (не более 0,416). В сосудах с его повышенным содержанием он поглощается также, как и в сосудах, где он присутствует изначально в фоновых количествах. Из этого можно сделать вывод, что Горчица белая не подходит для очистки почв от свинца, так как плохо экстрагирует его из почвы. Но можно заметить, что поглощение свинца зависит от концентрации меди в почве (рис. 4).

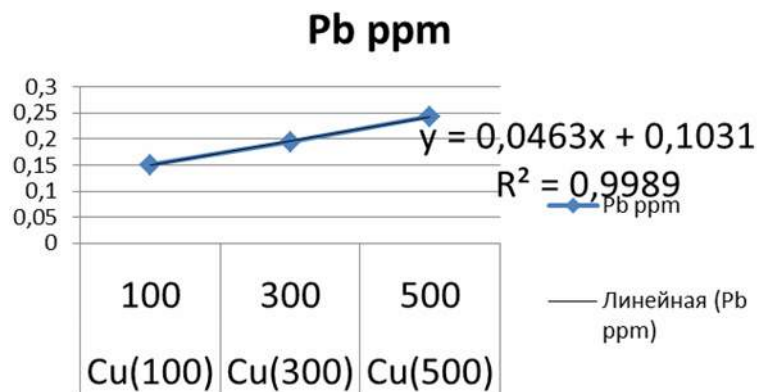


Рис. 4. Зависимость концентрации свинца в растениях от концентрации меди в почве

Можно сделать вывод о том, что при избытке одного элемента, растения начинают лучше поглощать другой элемент, при условии, что он поддается захвату и растение способно его накопить.

Список литературы

1. Душенков В., Раскин И. Ратгерский университет (Нью-Джерси, США). <http://www.chem.msu.su/rus/journals/chemlife/fito.html>
2. Коротченко И.С. Фиторемедиация почв, загрязненных тяжелыми металлами (Co, Ni). Красноярский государственный аграрный университет, Красноярск, Россия, <http://www.kgau.ru>
3. Anil K. Gupta, Mohammad Yunus and Pramod K. Pandey. Bioremediation: Ecotechnology for the Present Century. Vol. 9 No. 2 – April 2003.
4. Bieby Voijant Tangahu, Siti Rozaimah Sheikh Abdullah, Hassan Basri, Mushrifah Idris, Nurina Anuar, Muhammad Mukhlisin. A Review on Heavy Metals (As, Pb, and Hg) Uptake by Plants through Phytoremediation.
5. Terrestrial Higher Plants which Hyperaccumulate Metallic Elements – A Review of their Distribution, Ecology and Phytochemistry. A.J.M. Baker Department of Plant Sciences, University of Sheffield, Sheffield, S102TN, U.K. and R.R. Brooks Department of Chemistry and Biochemistry, Massey University, Palmerston North, New Zealand.

СПЕЦИФИКА БИОАККУМУЛЯЦИИ ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИХ АРОМАТИЧЕСКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ (ПАУ) В ВОДНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ

Никерина Н.В.¹, Литвиненко И.В.^{2,1}

¹СПбГУ, Институт наук о Земле, nadezhda.nikerina@mail.ru

²ФГБУ «ВНИИОкеангеология»

При нефтяных разливах часть нефтепродуктов поглощается гидробионтами, при этом их содержание в организмах может превосходить содержание в воде и донных осадках на несколько порядков. Поступая с пищей или путем биосорбции, нефтепродукты сразу же активизируют в организме сложную цепь биохимических реакций, в результате которых исходные нефтяные соединения изменяют свою химическую структуру и свойства, превращаясь в метаболиты. Как правило, эти метаболиты представляют собой более окисленные и более полярные формы соединений.

В целом, нефтяные углеводороды (НУ) как легко усваиваются представителями морской биоты, также легко и выводятся из них, не причиняя существенного вреда их здоровью. Главную токсикологическую опасность представляют собой тяжелые компоненты, состоящие, в основном, из полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), которые, в отличие от легких соединений, вывод из организма которых измеряется сутками, могут задерживаться в телах рыб и других гидробионтов до нескольких месяцев и даже дольше.

Накопление НУ происходит за счет как биосорбции на контактирующих с водой органах и тканях (жабры, кожа и др.), так и за счет поглощения в процессе питания. Вклад этих механизмов в аккумуляцию в тех или иных видах зависит от множества факторов: системной принадлежности организма, места обитания, типа питания, ситуации загрязнения и т.д.

Распределение ПАУ в организмах крайне неоднородно и тяготеет к органам и тканям, контактирующим с водной средой, а также к системам аккумуляции, метаболического разложения (детоксикации) и выделения (экскреции) вредных веществ. Благодаря своим липофильным свойствам НУ тяготеют к органам и тканям с повышенным содержанием жиров, в том числе к мембранным структурам. Опубликованные данные (АМАР, 2007) показывают, что высокие уровни содержания ПАУ в рыбах чаще всего обнаруживают в их печени и желчи, а также в жабрах, гонадах, жировых отложениях и тканях.

Аккумуляция ПАУ в моллюсках и других беспозвоночных наиболее характерна для их пищеварительных желез и репродуктивных органов, обогащенных липидами. Известны также случаи обнаружения нефтяных комков и агрегатов в желудках и пищеварительных трактах морских рыб, беспозвоночных и млекопитающих (Ambrose, 1994).

Уровень содержания ПАУ и любых поллютантов в организме определяется соотношениями между скоростями их поступления, интенсивностью ферментативного разложения в органах и тканях, а также скоростями их выведения. Бентосные беспозвоночные (особенно, двустворчатые моллюски), в силу менее развитых по сравнению с рыбами ферментных и метаболических систем, а также за счет высокой фильтрационной активности и обитания в донных осадках, обладают, как правило, повышенной способностью к накоплению загрязняющих веществ. Из-за этого и из-за своей малой подвижности они чаще всего используются в качестве биоиндикаторов.

Биоконцентрация – это процесс, посредством которого вещества (в данном случае, ПАУ) поглощаются из окружающей среды организмом только через кожу и органы дыхания, иными словами, поступление веществ через пищу не учитывается. Коэффициент биоконцентрации (BCF) можно рассчитать по формуле [1]:

$$[1] BCF = (C_p / C_w),$$

где C_p (нг/кг) – концентрация ПАУ в организме, а C_w (нг/л) – концентрация ПАУ в воде.

Биоаккумуляция – это процесс, при котором вещество поглощается организмом всеми путями воздействия. Коэффициент биоаккумуляции (BAF) может быть рассчитан по формуле [2]:

$$[2] BAF = (k_u + k_{food}) / (k_d + k_{eg} + k_{met}),$$

где k_u – постоянная, обусловленная диффузионным поглощением ($m^3/kg \cdot d$), k_{food} – константа поглощения путем питания ($m^3/kg \cdot d$), k_d – диффузионная константа очистки (1/д), k_{eg} – деградация, обусловленная откладкой яиц (1/д), а k_{met} – деградация, обусловленная метаболическим разложением ПАУ (1/д).

Коэффициент BSAF определяется как отношение между концентрациями ПАУ в тканях и донных отложениях.

Часто применяется парциальный коэффициент октанол-вода (K_{ow}), который обратно пропорционален коэффициенту растворимости ПАУ в воде. Чем выше его значение, тем сильнее соединение аккумулируется организмом. Сравнение значения $\log K_{ow}$ с $\log BCF$ позволяет оценить интенсивность биотрансформации (чем больше разность $\log BCF$ и $\log K_{ow}$, тем сильнее биотрансформация). Каждому веществу соответствует свое значение $\log K_{ow}$. Так, для нафталина $\log K_{ow} = 3.59$, $\log K_{ow}$ фенантрена = 4.46, $\log K_{ow}$ бензола = 2.13.

Например, в исследовании (Orbea et al., 2002) значения $\log BCF$ для бенз(а)антрацена в мидиях *Mytilus galloprovincialis* варьировались между 3.05 и 4.35 ($\log Kow$ бенз(а)антрацена=5.84). При этом увеличение концентраций бенз(а)антрацена в мидиях в течение периода поглощения представляло собой линейную функцию, тогда как выведение из организма при попадании в чистую воду представляло собой экспоненциальную функцию.

Сравнение различных исследований, в которых производились расчеты коэффициентов биоаккумуляции позволяет сделать следующие выводы.

Организмы с различной систематической принадлежностью по-разному накапливают ПАУ. Так, в исследованиях (Keshavarzifard et al., 2017) у диатомовых водорослей *Phaeodactylum tricornutum* BCF составил 0,01 и 0,6 для флуорена и бенз(а)пирена соответственно, в то время как у мидий *Mytilus edulis* значения составили 0,3 и 21,4. Время экспозиции, к сожалению, не указано. В похожем эксперименте (Majewski et al., 1985) по истечении 120 часов BCF у копепод *Pseudodiaptomus marinus* для фенантрена получился равным 6,4; для флуорантена – 18,8; для пирена – 53,02. В исследовании (Arias et al., 2016) спустя 36 дней BCF у рыбы *Cyprinodon variegatus* составил 500 для фенантрена и 50 для пирена. Из этих данных следует, что ПАУ накапливаются в наибольшей степени в консументах и в наименьшей степени – в продуцентах, что вполне логично, если учесть тот факт, что в консументы ПАУ попадают не только из воды и донных осадков, но и с пищей.

Однако стоит учесть, что близкородственные виды могут обладать различной способностью к биоконцентрации. Например, в исследовании (Jonsson et al., 2004) у морских звезд *Asterina pectinifera* и *Asterias amurensis* значения BAF составляли 2,1 и 17 соответственно для фенантрена; 10 и 42 для антрацена; 1,5 и 37 для флуорантена; 12 и 39 для флуорена; 1,9 и 37 для пирена; 6,8 и 99 для бенз(а)пирена. Такая разница в значениях может быть объяснена пищевым рационом, в котором у *Asterina pectinifera* преобладает детрит, а у *Asterias amurensis* – беспозвоночные.

В пределах одного вида различия в биоаккумуляции тоже наблюдаются. Изучение воздействия сырой нефти в морской воде на мальков и взрослых особей лосося показало, что взрослые особи накапливают в 5–30 раз больше НУ на единицу веса, чем мальки. Различия в накоплении НУ в данном случае могут быть связаны с разным количеством жировых тканей у организмов на разных этапах развития (Kim et al., 2014).

Кроме того, в пределах одного и того же организма соединения могут распределяться по-разному. Результаты исследования (Tolosa et al., 2005), в котором определялись коэффициенты биоаккумуляции ПАУ у ракообразного *Artemia franciscana* показали, что в мышцах ПАУ аккумулируются в большей степени, чем в печени. Так, для фенантрена значение BCF в мышцах составило 20,1; а в печени – 5. Значения BSAF составили 0,3 и 0,08 в мышцах и печени соответственно. Для пирена BCF был равен 324,3 и 65,4; BSAF – 2,1; 0,4.

Сравнение коэффициентов биоаккумуляции позволяет составить следующий ряд по значимости пути поступления ПАУ: пища \approx вода $>$ донные осадки ($BAF \approx BCF > BSAF$).

Из рассмотренных компонентов ПАУ наибольшей способностью к биоаккумуляции обладают пирен, фенантрен и бенз(а)пирен, наименьшей – флуорантен, флуорен и бенз(а)антрацен. Эти выводы представляют особый интерес, если учесть тот факт, что бенз(а)пирен в соответствии с данными (Rojo-Nieto et al., 2014; Геннадиев и др., 1996) относится к категории очень сильный канцероген. Такая степень канцерогенности в совокупности с высокой способностью к биоаккумуляции определяют опасность бенз(а)пирена для живых организмов и, в частности, человека.

Список литературы

1. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Program). AMAP Assessment 2007: Arctic Oil and Gas – effects and potential effects / AMAP. – 2010. – Vol. 2. – 277 p.
2. Ambrose Ph. Tarred loggerhead turtles / Ambrose Ph. // Mar. Pollut. Bull. – Vol. 28. – 1994. – N 5. – P. 273.
3. Orbea A. Antioxidant enzymes and peroxisome proliferation in relation to contaminant body burdens of PAHs and PCBs in bivalve mollusks, crabs and fish from the Urdaibai and Plenzia estuaries (Bay of Biscay) / A. Orbea, M. Ortiz-Zarragoitia, M. Sole, C. Porte, M.P. Cajaraville // Aquatic Toxicology. – 2002. – Vol. 58. – P. 75–98.

4. *Keshavarzifard M.* Bioavailability of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) to short-neck clam (*Paphia undulata*) / *M. Keshavarzifard, M.P. Zakaria, T.S. Hwai* // *Environ Geochem Health*. – 2017. – Vol. 39. – P. 591–610.
5. *Majewski H.S.* Uptake and depuration of two polycyclic aromatic hydrocarbons, fluorine and benzo(a)pyrene, in the mussel *Mutilus edulis* and the diatom *Phaeodactylum tricornutum* / *Majewski H.S., Scherer E.* // *Water Poll. Res. J. Canada* – Vol. 20(2). – 1985. – P. 29–35.
6. *Arias A.H.* Bioaccumulation of PAHs in marine zooplankton: an experimental study in the copepod *Pseudodiaptomus marinus* / *A.H. Arias, A. Souissi, M. Roussin, B. Ouddane, S. Souissi*. – *Environ Earth Sci*. – 2016. – Vol. 75. – 691 p.
7. *Jonsson G.* Bioconcentration, biotransformation, and elimination of polycyclic aromatic hydrocarbons in sheephead minnows (*Cyprinodon variegatus*) / *G. Jonsson, R.K. Bechmann, S.D. Bamber, T. Baussant* // *Environmental Toxicology and Chemistry*. – 2004. – Vol. 23, Issue 6. – P. 1538–1548.
8. *Kim C.J.* Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in starfish body and bottom sediments in Mohang Harbor (Taean), South Korea / *C.J. Kim, G.H. Hong, H.E. Kim, D.B. Yang* // *Environment Monitoring Assessment*. – 2014. – Vol. 186. – P. 4343–4356.
9. *Tolosa I.* Aliphatic and aromatic hydrocarbons in marine biota and coastal sediments from the Gulf and the Gulf of Oman / *Imma Tolosa, Stephen J. de Mora, Scott W. Fowler, Jean-Pierre Villeneuve* // *Marine Pollution Bulletin*. – Vol. 50. – 2005. – P. 1619–1633.
10. *Rojo-Nieto E., Oliva M., Sales-Márquez D., Perales J.A.* Feral Finfish, and their Relationships with Sediments and Seawater, as a tool for PAHs Risk Assessment in Chronically Polluted Environments // *Science of the Total Environment*. – 2014. – Vol. 470-471. – P. 1030–1039.
11. *Геннадиев А.Н.* Геохимия полициклических ароматических углеводородов в горных породах и почвах / *А.Н.Геннадиев, Ю.И. Пиковский*. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. – 188 с.

ОСОБЕННОСТИ ЛАТЕРАЛЬНОЙ И РАДИАЛЬНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ Cu, Pb и Zn В ГРУНТАХ НА ТЕРРИТОРИИ ЗОЛОШЛАКООТВАЛА (г. ПИТКЯРАНТА, РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Подлипский И.И.

Санкт-Петербургский государственный университет, i.podlipskiy@spbu.ru

Объект исследования расположен на северо-востоке Ладожского озера в городе Питкяранта (Республика Карелия) и представляет собой отвал золы и шлака, образовавшийся в середине 19 века при металлургической «мокрой» переработке полиметаллических руд месторождений, приуроченных к южному обрамлению Койринойско-Питкярантского гранитогнейсового купола (Беляев А.М., 1985).

Золошлакоотвал представляет собой тело неправильной формы размерами не менее 150×250 м (около 0,5 км²), мощностью от 0,3 до 9 м и объемом не менее 3–3,5×10⁶ м³, расположенное в историческом центре города на первой прибрежной террасе Питкярантского залива Ладожского озера (рис. 1). Уклон рельефа (5–7°) направлен в сторону береговой линии, расстояние до уреза воды в меженный период – около 3–5 м. На дневной поверхности золошлаковый материал представляет собой рыхлую массу бурого, коричневого и светло-коричневого цветов, склоны отвала которого подвергаются активной водной и ветровой эрозии. Границы отвала (подшвы) частично задернованы, скрыты приусадебными участками и малоэтажной жилой застройкой.

Золошлаковый техногенный грунт представляет собой сложную, многофазную гетерогенную систему, состоящую из твердой (зола, металлургический шлак, строительный мусор и др.), жидкой (техногенный водоносный горизонт) и газовой (атмосферный и грунтовый воздух) компонент (Подлипский, 2013).

Методы и объемы исследований. В ходе исследования было проведена закладка двух почвенных шурфов и 2-х скважин (шнековое бурение ручной буровой установкой Stihl 130BT) в северной части современного геологического тела золошлакоотвала, сложенного техногенным грунтом. В ходе исследования первого почвенного разреза были отобраны 10 проб каждые 10 см,

а второго – 10 проб каждые 20 см. После просушивания до постоянной массы, пробы истирались, просеивались через сито с размером ячеек 1 мм и квартовались до необходимой навески. Для анализа проб на содержание Cu, Pb и Zn был выбран спектроскопический метод (анализатор AP-104).



- - видимая граница техногенного отвала
- 1 - почвенный разрез и его №
- * 1 - скважина и ее №

Рис. 1. Территория золошлакоотвала и точки закладки почвенных разрезов и скважин

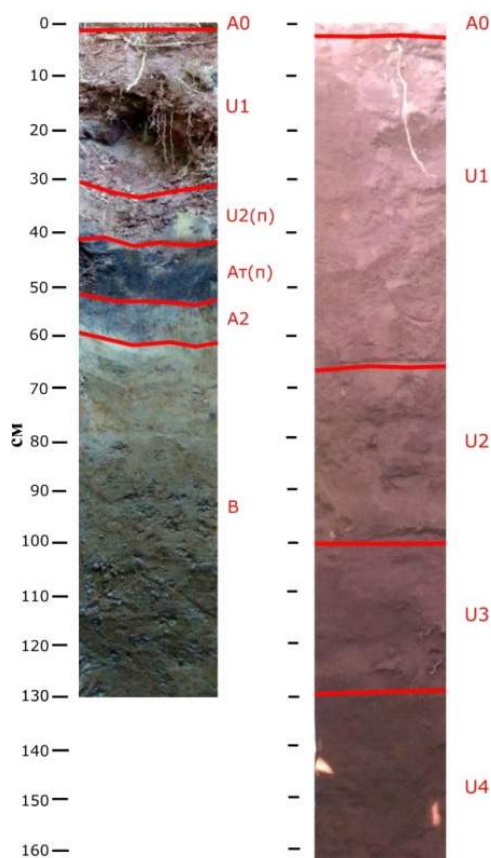


Рис. 2. Почвенные профили объекта исследования (слева – разрез 1, справа – разрез 2)

Важнейшим показателем, характеризующим радиальную структуру ландшафтов, является коэффициент радиальной дифференциации (КРД), представляющий собой отношение содержания химического элемента в том или ином генетическом горизонте почвы или стратиграфической разности в скважине к его содержанию в почвообразующей (коренной) породе. Данный показатель позволяет судить о накоплении или выносе элементов в каждом горизонте, по сравнению с почвообразующими породами. В зависимости от величины коэффициента микроэлементы объединяются в группы, характеризующиеся разным уровнем накопления или выноса, что позволяет в первом приближении судить о радиальной почвенно-геохимической структуре элементарного ландшафта.

Описание почвенных профилей. Первый разрез, расположенный у подножья северо-западного склона отвала (рис. 1), был заложен на площадке с крутизной склона не более 1°. Травянистая растительность представлена разреженным разнотравьем с преобладанием злаковых. Древесный ярус – ива козья, ольха серая и береза повислая. В ходе описания разреза было выделено 6 генетических горизонтов (рис. 2):

- Горизонт A_0 – подстилка. Серая, средней степени разложения. Мощность не более 2 см.
- Горизонт U_1 – урбик темно-каштанового цвета. Горизонт влажный, плотный, легкий суглинок, большое количество включений в виде камней (до 60%) и корней (до 10%). Отмечены вкрапления палевого цвета. Мощность около – 28 см. Граница с нижним горизонтом – резкая.

- Горизонт U_2 – урбик бурого цвета. Влажноватый, очень плотный, средний суглинок. Включения представлены корнями растений (до 5%), камнями (до 10%), углем (остатки от выплавки руды), железистые пленки, мощность – 6 см. Характер перехода с нижним горизонтом – резкий.

- Горизонт A_T – погребенный торфянистый горизонт. Темно-серый, влажноватый, плотный, тяжелая супесь. Включения – уголь и зерна шлака. Мощность слоя – 15 см. Граница с нижним горизонтом ясная.

- Горизонт A_2 – элювиальный. Серый, влажноватый, очень плотный, средний суглинок. Новообразования и включения: железистые пленки, уголь. Мощность горизонта 6 см, характер перехода в нижний горизонт – ясный.

- Горизонт В – иллювиальный горизонт Палево-бурый, плотный, тяжело суглинистый. Влажность горизонта изменяется от влажного к мокрому вниз по разрезу. Новообразования и включения не зафиксированы. Видимая мощность – 58 см.

В результате полевого описания почвенного разреза № 2 и свойств отдельных его горизонтов установлена вторичная их неоднородность, связанная с началом процессов почвообразования – процесс кислого вымывания с горизонта U_1 в горизонт U_2 и верхнюю часть A_T (Авдеев и др., 2017). Нижние горизонты (A_T - A_2 -В), представляю собой природную погребенную торфяно-подзолистую почву. Окончательное название почвы: урбанозем на погребенных торфяно-подзолистых почвах.

Второй разрез, расположенный в нижней части юго-восточного склона золошлакоотвала, имеет площадку с крутизной склона не более 1° . Растительность редкая, в основном представлена злаковым разнотравьем. Древесный ярус состоит из ели обыкновенной, сосны и березы повислой. В данном разрезе было выделено 5 горизонтов (рис. 2):

- Горизонт A_0 – подстилка. Серая, средней степени разложения. Мощность не более 2 см.

- Горизонт U_1 – урбик буро-красного цвета. Горизонт влажноватый, очень плотный. По гранулометрическому составу относится к легким супесям. Включения представлены корнями (15%) в верхних 10 см горизонта и древесиной. Мощность слоя 63–65 см. Граница с нижним горизонтом резкая

- Горизонт U_2 – урбик палево-бурого цвета. Влажноватый, плотный, легкий супесчаный, имеет полосчатую текстуру. Включения в виде окатанных камней (5–10%), глинистых линз (мощностью 3–5 см) и угля. Мощность горизонта 32 см. Характер перехода в нижний горизонт – резкий.

- Горизонт U_3 – урбик буро-красного цвета. Влажноватый, очень плотный, супесчаный. В горизонте наблюдаются корни (25%) и камни (2%). Мощность слоя составляет 33 см. Граница с нижележащим горизонтом ясная.

- Горизонт U_4 – урбик буро-красного цвета. Влажноватый, очень плотный. Механический состав – песчаный. Включения крупных корней (5%) и древесина. Видимая мощность в шурфе – 40 см.

В разрезе представлено четыре различных по свойствам горизонта в техногенном массиве, поэтому почву можно отнести к стратифицированным урбаноземам. Горизонт U_3 - U_4 были захоронены в процессе интенсивной плоскостной эрозии золошлакоотвала горизонтом U_2 . При этом U_3 у поверхности имелся растительный покров (содержание корней преимущественно травянистых растений в горизонте 25%). В последующем, при уменьшении скорости процесса эрозии на нижней части склона образовался U_1 более легкого механического состава. Окончательное название почвы: стратифицированный урбанозем.

Результаты расчета коэффициентов радиальной дифференциации (КРД). Наибольшие значения КРД Pb достигаются в первых 40 см от поверхности, составленных преимущественно урбиковыми горизонтами (рис. 3). Небольшое превышение содержания свинца на глубине 30–40 см подтверждает зафиксированный (по цветовой гамме и гранулометрическому составу) процесс вымывания элемента из U_1 в U_2 и A_T . На глубине 40–50 см отмечается резкое сокраще-

ние содержания элемента вследствие работы комплексного (механического и адсорбционного) геохимического барьера. В ниже отобранных пробах, соответствующих погребенным органо-генным горизонтам, зафиксированы коэффициенты, близкие к единице. КРД Zn достигает максимума в первых 50 см, затем на глубине 50–80 см значение падает до 0,3–0,4. В нижних слоях опробования коэффициент постепенно возрастает до 1. Подобным же образом ведет себя в данной системе и Cu, что является характерным примером природного радиального распределения элементов с биохимической аккумуляцией.

В целом, КРД показал, что для Pb, Zn, Cu в первых 40–60 см характерны значительные превышения концентрации относительно их содержания в почвообразующей породе, что говорит о антропогенном вносе этих элементов. Максимальные значения отмечаются в первых 10 см для всех элементов.

Почвенный разрез № 2, расположен непосредственно на теле золошлакоотвала и поэтому радиальное распределение содержаний элементов сильно отличается от естественных или техногенно преобразованных образований (рис. 3). Для Pb установлен тренд увеличения КРД, что может быть связано с вымыванием свинецсодержащих солей в нижележащие горизонты в процессе начальных этапов оподзоливания. В целом подобрав динамика характерна для всей группы халькофильных элементов.

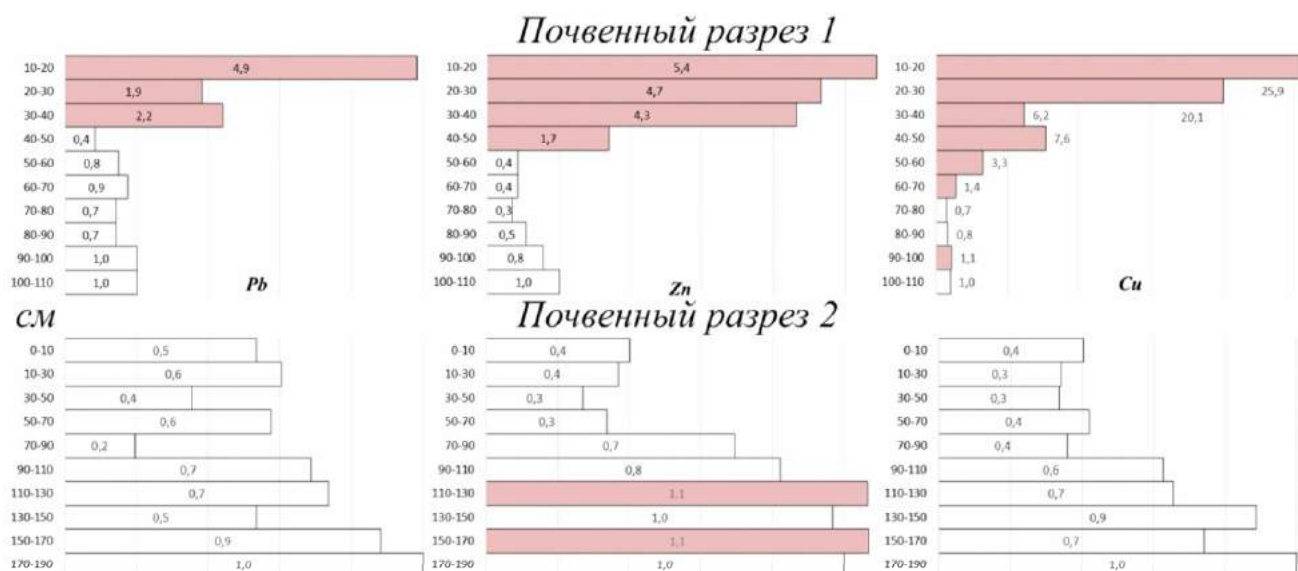


Рис. 3. Коэффициенты радиальной миграции Pb, Zn, Cu в почвенных разрезах

По результатам проведенных буровых работ удалось установить следующие особенности: вторая скважина, располагающаяся в южной части золошлакоотвала, характеризуется высокими показателями радиальной дифференциации Pb, Zn, Cu связанными с антропогенной нагрузкой на данную территорию (рис. 4). С увеличением глубины отбора пробы коэффициенты данных элементов уменьшаются, что позволяет подтвердить практически полное отсутствие геохимической связи коренных пород и четвертичных образований.

Первая скважина располагается на северо-востоке от основной части насыпи золошлакоотвала. На данном участке распределение коэффициентов радиальной дифференциации для всех исследуемых элементов является, скорее всего, природным. Ни один из элементов на всех рассмотренных глубинах (0-1, 1-2, 2-3, 3-3,6 метров) не превышает содержание Pb, Zn и Cu в нижней части скважины (почвообразующей породе) (рис. 4).

В результате проведенных работ были установлены основные особенности радиального распределения Pb, Zn, Cu в полнопрофильной погребенной почве и техногенном поверхностном образовании, сформированном более 200 лет назад с зачаточными признаками почвообразования.

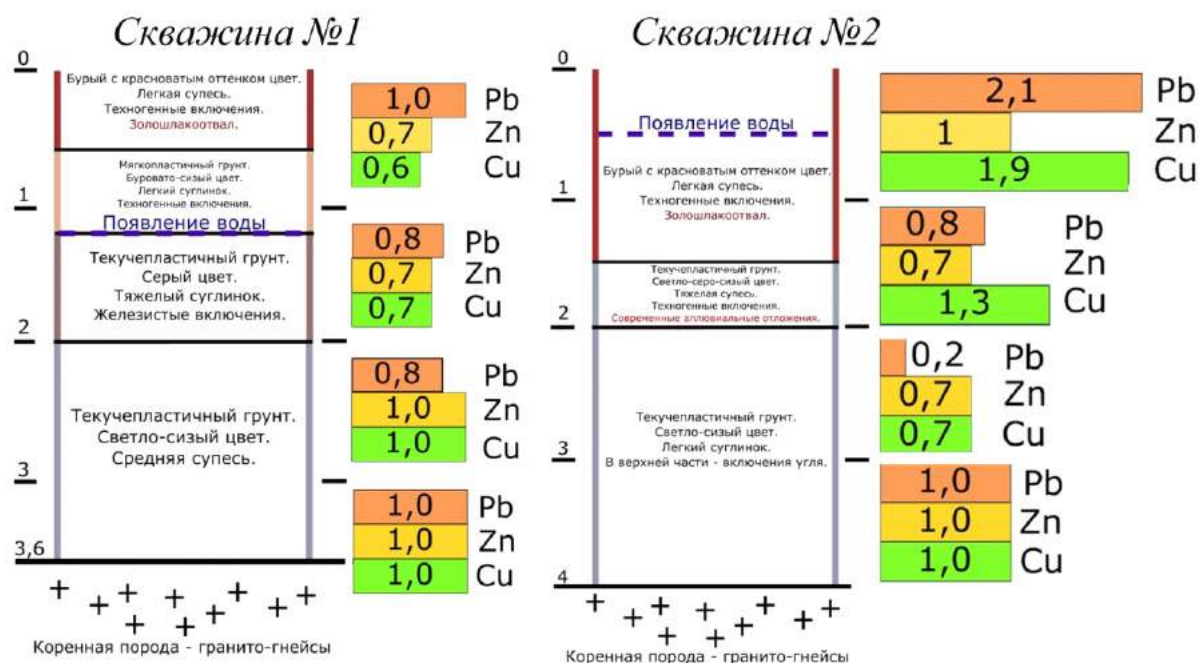


Рис. 4. Коэффициенты радиальной миграции Pb, Zn, Cu в скважинах

Список литературы

1. Авдеев Ю.М., Костин А.Е., Титов Д.В., Попов Ю.П. Экологическое состояние зеленых насаждений // Вестн. КрасГАУ, 2017, № 7, с. 114–118.
2. Беляев, А.М. Гранитоидный магматизм Приладожья и Карельского перешейка и связь с ним оловянного оруденения. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Ленинградский государственный институт, Ленинград. 1985.
3. Подлитский И.И. Эколого-геологическая оценка прилегающих территорий полигона бытовых отходов г. Питкяранта (Республика Карелия) // Вестник СПбГУ, Сер. 7, 2013, Вып. 2, с. 48–56.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОБСЛЕДОВАНИЯ ОЗЕР, РАСПОЛОЖЕННЫХ В ЧЕРТЕ г. МУРМАНСКА (ИЮЛЬ 2018 г.)

Слуковский З.И.¹, Денисов Д.Б.², Черепанов А.А.²

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, slukovskii_z@igkrc.ru

² Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра РАН

Исследование водных объектов, расположенных в зоне активной техногенной нагрузки, – одна из основных задач специалистов экологов и геоэкологов. К их числу относятся городские озера, водосбор которых частично или полностью занимает урбанизированная территория. Учитывая, что в городах часто сосредоточено множество потенциальных источников загрязнения окружающей среды (промышленность, транспорт, свалки бытовых отходов, бытовые стоки), то в урбанизированных водных объектах могут значительно трансформироваться химический состав воды, геохимия донных отложений, качественные и количественные показатели планктона, бентоса и макрофитов. Исследования городских озер представляет особую актуальность в связи с их высокой рекреационной значимостью.

Мурманск – город на Северо-Западе России, крупнейший в мире город, расположенный за Северным полярным кругом. Мурманск находится на скалистом восточном побережье Кольского залива Баренцева моря и является одним из крупнейших портов России. На тер-

ритории Мурманска насчитывается около 20 озер, испытывающих многофакторную антропогенную нагрузку различной интенсивности. Большинство водоемов активно используются в рекреационных целях. При этом информация об их экологических особенностях и качестве вод практически отсутствует или является отрывочной.

С 23 по 27 июля сотрудниками Института проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН и Института геологии КарНЦ РАН была организована экспедиция, целью которой являлось первичное обследование городских водоемов Мурманска с анализом морфологии и батиметрических особенностей дна озер, оценкой прозрачности, измерением pH воды и донных отложений, а также отбором проб для дальнейших химических и гидробиологических исследований. Для изучения было выбрано 6 водных объектов, расположенных в разных частях г. Мурманска (рис. 1). Самые большие из этих водоемов, озера Среднее и Семеновское, расположены в центральной части города. Площади этих водных объектов – 0.248 и 0.213 км², соответственно. Площади остальных озер значительно меньше и находятся в диапазоне от 0.009 до 0.053 км² (табл. 1). Анализ глубин выбранных водных объектов на первом этапе обработки данных эхолота позволил установить максимальные значения глубин для каждого озера. Самое глубокое из шести озер – оз. Среднее (24.5 м), максимальные глубины других водоемов в два и более раз меньше (от 4 до 12 м, табл. 1).

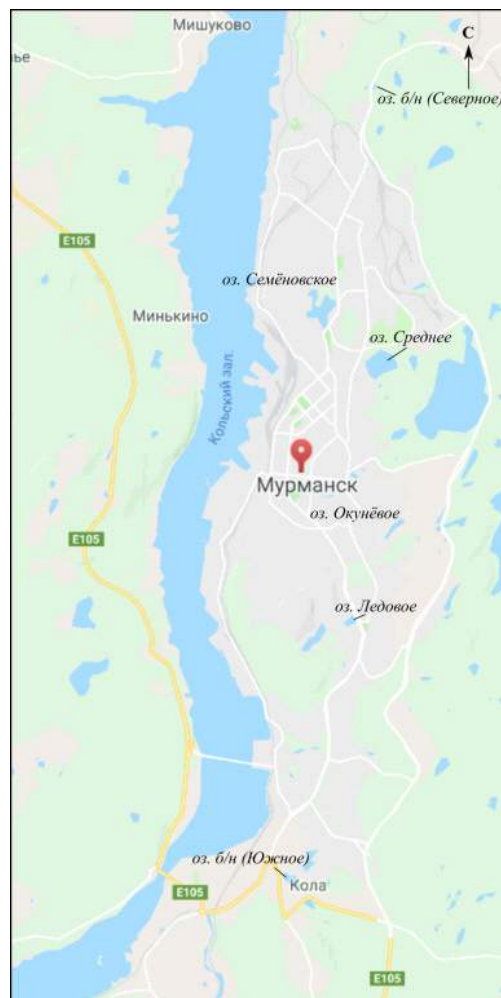


Рис. 1. Карта-схема расположения обследованных водоемов г. Мурманска

Таблица 1. Некоторые характеристики озер г. Мурманска

Название озера	Площадь, км ²	Макс. глубина, м	Прозрачность воды, м	pH воды	pH донных отложений
оз. б/н (Северное)	0.009	4	3	7.30	6.66
оз. Ледовое	0.040	12	1	9.70	7.40
оз. Окуновое	0.048	6	2.5	7.19	6.59
оз. Семеновское	0.213	11	2	8.69	6.57
оз. Среднее	0.248	24.5	5	8.06	7.07
оз. б/н (Южное)	0.053	11	5	8.34	7.05

Все обследованные городские озера характеризуются захламленностью берегов и литоральной зоны, что связано с активным использованием водоемов жителями г. Мурманска. Твердые бытовые отходы представлены как мелкими полиэтиленовыми упаковками или пластиковыми бутылками, так и большим мусором, например, металлическими бочками для хранения горюче-смазочных материалов и покрышками для колес автомобилей (рис. 2).

Прозрачность воды изученных озер колеблется от 1 до 5 м. Самая прозрачная вода в озерах Среднее и б/н (Южное). Самая мутная вода – в оз. Ледовом, где отмечено значительное количество нитчатых зеленых водорослей *Ulothrix sp.* (рис. 3). Данное обстоятельство свидетельствует о высоком трофическом статусе водоема, что в целом характерно для озер урбанизированных территорий. О воздействии городской среды также свидетельствует значения pH воды и донных отложе-

ний мурманских озер (табл. 1). Согласно справочным данным, в водоемах Мурманской области фоновые значения pH воды и донных отложений ниже, чем в городских озерах (Аннотированный..., 2012). Особенно выделяется оз. Ледовое, где значение pH самое высокое (9.70) из всех изученных водоемов. Стоит отметить, что донные отложения оз. Ледового вместе с осадками оз. б/н (Южное) имеют черный цвет и яркий запах мазута или отработанного машинного масла, что, вероятно, связано с деятельностью автосервисов и автостоянками, расположенных рядом с обозначенными водоемами. В остальных изученных озерах Мурманска такого запаха не обнаружено.



Рис. 2. Бытовой мусор близ берегов и на литорали озер г. Мурманска



Рис. 3. Скопление нитчатых водорослей вблизи береговой линии оз. Ледового

Проведенное обследование в летнее время озер г. Мурманска – первый этап геоэкологических исследований городских водоемов. Весной со льда озер планируются провести бурение донных отложений в выбранных участках с максимальной глубиной. Таким образом, это позволит лучше оценить влияние городской среды на малые озера в историческом аспекте, то есть за весь период существования города.

Исследования проведены при частичной поддержке РФФИ (проект № 18-35-00897).

Список литературы

Аннотированный экологический каталог озер Мурманской области: юго-восточная часть (бассейн Белого моря) в 2 ч. – Апатиты. Изд. Кольского научного центра РАН, 2012. – Ч. 2. – 235 с.

ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ V, Ni и Cr В ЗАГРЯЗНЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГОРОДСКОГО ОЗЕРА, РАСПОЛОЖЕННОГО ВБЛИЗИ ТЭЦ (ПЕТРОЗАВОДСК, РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Слуковский З.И.¹, Новицкий Д.Г.²

¹Институт геологии Карельского научного центра РАН, slukovskii_z@igkrc.ru

²Карельское отделение ФГБНУ ГосНИОРХ

Загрязнение тяжелыми металлами – глобальная проблема современности. Начиная второй половины XVIII века до настоящего времени, то есть в эпоху индустриального развития общества, основными источниками поступления этих химических элементов в окружающую среду являются промышленные предприятия различных отраслей деятельности, транспорт, объекты сельского хозяйства, а также городские территории как совокупный фактор, объединяющий сразу несколько различных по природе и происхождению источников поступления металлов (Сает и др., 1990). Мигрируя воздушным и водным путем вместе с другими веществами, ТМ могут накапливаться в поверхностных слоях донных отложений водных объектов, приводя к ухудшению не только его общего состояния, но и к изменениям в структуре сообщества живых организмов, населяющих водоем/водоток, вплоть до гибели определенных групп животных или растений (Даувальтер, 2012).

Известно, что геохимические особенности донных отложений малых озер являются индикаторами состояния всей водосборной площади, отражая как природные, так и антропогенные изменения, происходящие на обозначенной территории (Даувальтер, 2006; Страховенко и др., 2014). Анализ содержания тяжелых металлов – важнейшая составляющая в общей оценке экологической ситуации водоема и его водосбора. При этом наиболее ценной является информация не только о валовом (общем) содержании того или иного загрязнителя в донных отложениях водного объекта, но и о различных формах нахождения тяжелых металлов.

Озеро Ламба – небольшой водоем на окраине г. Петрозаводска (рис. 1). Согласно исследованиям, проведенным ранее, водный объект значительно загрязнен тяжелыми металлами в связи с близостью к нему района северной промышленной зоны города и Петрозаводской ТЭЦ (Слуковский, Медведев, 2015; Слуковский и др., 2017). Наибольшее накопление металлов приходится на верхние слои донных отложений озера. Установлено, что приоритетные загрязнители данного городского водоема – ванадий (V), никель (Ni) и хром (Cr), которые поступали и поступают в озеро в результате выбросов теплоцентрали, использующей в качестве топлива мазут. Цель исследования – анализ форм нахождения указанных тяжелых металлов в верхних слоях донных отложений оз. Ламба.

Изучаемые отложения – это сапропель с содержанием железа до 13% (табл. 1, железистый сапропель). Кроме того, верхние слои осадков характеризуются слабощелочной реакцией (pH) и восстановительными условиями (Eh) (табл. 1). Низкое содержание кальция, указан-

ное в таблице 1, характерно для большинства донных отложений Республики Карелии. С другой стороны, в верхних слоях донных отложений оз. Ламба отмечается резкое повышение уровня накопления V, Ni и Cr (рис. 2), что напрямую связано с деятельностью ТЭЦ и отражает степень загрязнения водоема в историческом аспекте. Учитывая, что предприятие начало работу в 1976 году, то очевидно, что верхние слои донных отложений (0–20 см) накопились за 40 лет. Переход ТЭЦ на использование природного газа, а мазута в качестве резервного топлива повлиял на снижение концентраций указанных металлов в самом верхнем слое отложений, однако превышение над условно-фоновым уровнем все равно остается довольно высоким, чему, вероятно, способствует постоянный снос терригенного материала в озеро в результате эрозионных процессов и поверхностного стока (Слуковский и др., 2017).

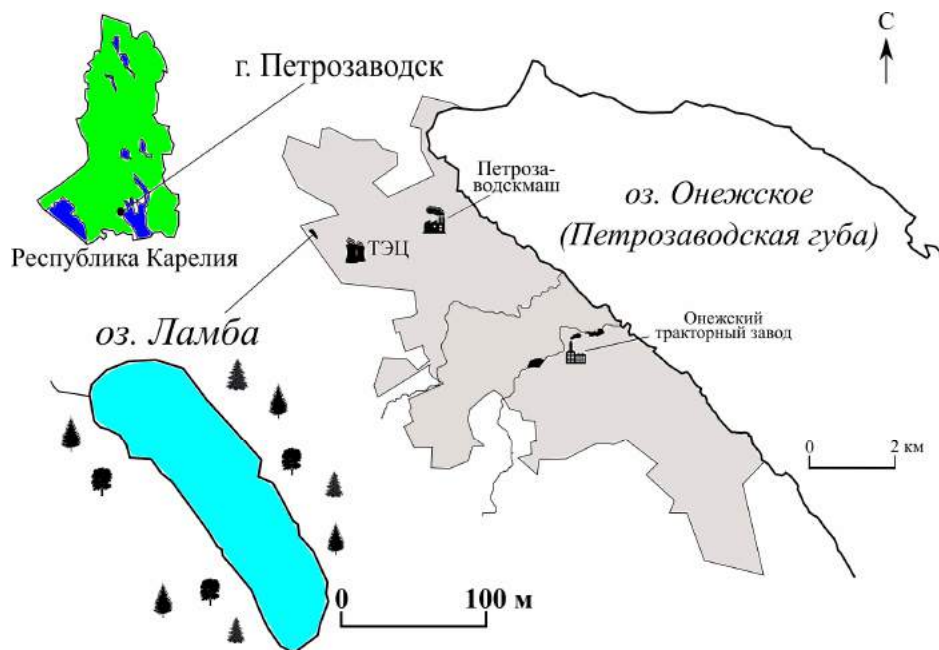


Рис. 1. Карта-схема расположения объект исследования

Таблица 1. Некоторые физико-химические характеристики донных отложений оз. Ламба (слой 0–15 см)

pH	Eh, мВ	ППП, %	Si, %	Fe, %	Ca, %
7,26	–298,11	43,56	28,95	12,85	1,38

Весной 2018 года авторами при помощи пробоотборника Limnos была отобрана колонка донных отложений оз. Ламба длиной до 40 см. Для оценки форм нахождения приоритетных для водоема загрязнителей (V, Ni, Cr) верхняя часть колонки была отделена и разбита на три части (три слоя отложений) – 0–5, 5–10 и 10–15 см. Для определения различных форм нахождения тяжелых металлов использовалась методика (схема) последовательного экстрагирования форм тяжелых металлов в почвах, включающая в себя определение поверхностно-сорбированных обменных форм металлов, форм, связанных с карбонатными минералами и легко разлагаемым органическим веществом, форм, связанных с органическим веществом, форм, связанных с оксидами железа и марганца (сорбированные на них), а также форм, связанных с гидрооксидом железа (кристаллические) (Tessier et al., 1979). Содержание тяжелых металлов в полученных водных и кислотных вытяжках определялось масс-спектральным методом на приборе XSeries-2 ICP-MS. Работы по подготовке образцов проводились на базе Института химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева Кольского научного центра РАН, г. Апатиты (аналитик О.П. Карытная). Непосредственная ICP-MS-съемка проводилась на базе аналитического центра Института геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск (аналитик А.С. Парамонов).

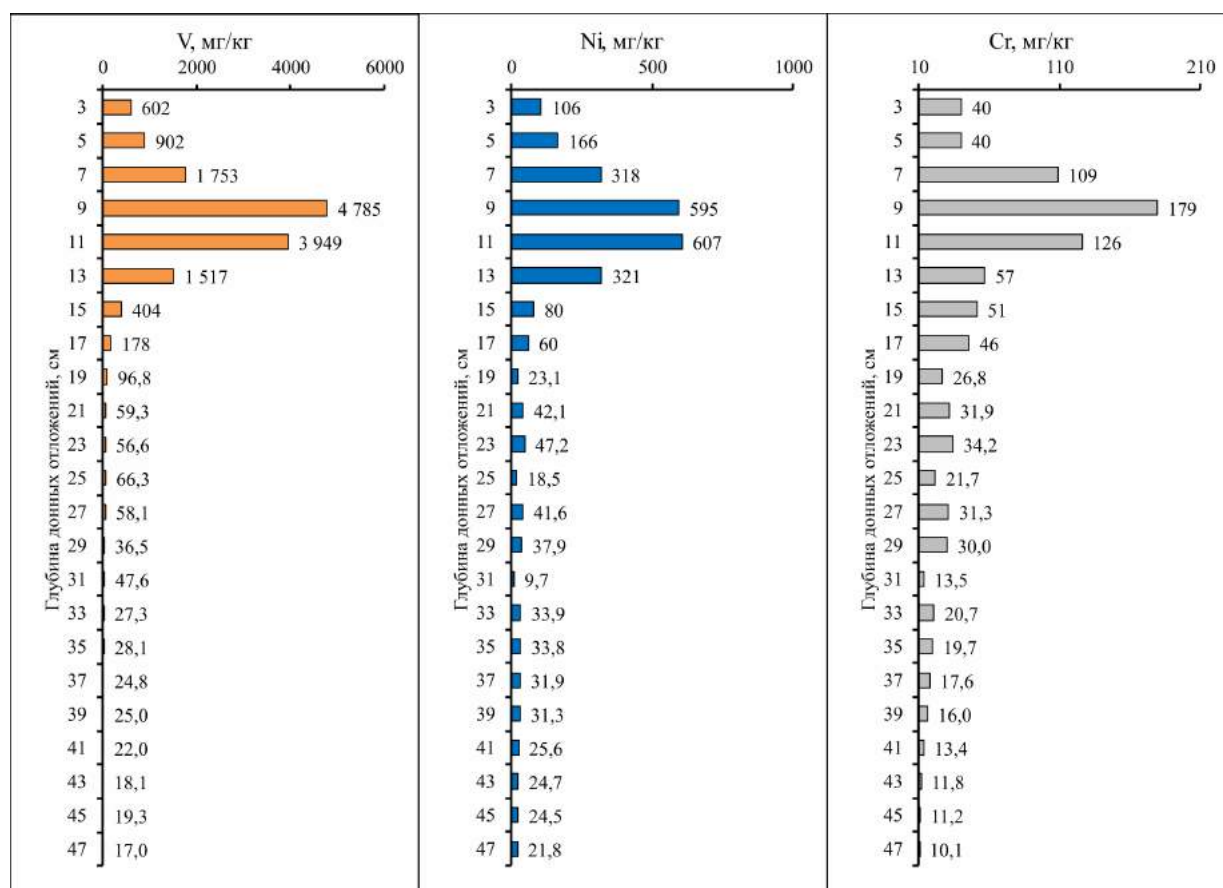


Рис. 2. Вертикальное распределение валовых концентраций V, Ni и Cr в колонке донных отложений оз. Ламба

В результате аналитических исследований было установлено следующее (рис. 3):

- наибольшие концентрации всех металлов приходятся на слой 5–10 см, что согласуется с ранее проведенными работами по анализу валовых концентраций микроэлементов в донных отложениях оз. Ламба (Слуковский и др., 2017). При этом концентрации V, Ni и Cr во всех формах нахождения в самом верхнем слое донных осадков водоема (0–5 см) значительно ниже по сравнению с содержанием этих элементов в нижележащих слоях отложений;
- основными формами нахождения V в донных отложениях оз. Ламба являются формы, связанные с гидроксидами железа и органическими соединениями. Основными формами нахождения Cr в донных отложениях оз. Ламба являются формы, связанными с органическим веществом, и обменные катионы (подвижные формы). Концентрации Ni в изученных образцах донных отложений практически равномерно распределены по всем формам нахождения;
- концентрации водорастворимых форм V и Cr в изученных образцах проб крайне малы по сравнению с другими формами и по сравнению с водорастворимыми формами Ni в этих же пробах. Таким образом, именно Ni может быть наиболее опасен для водной биоты городского озера, обитающей в толще воды, в связи с его токсическими свойствами;
- высокие концентрации всех изученных металлов в формах, связанных с органическими соединениями, создают экологические риски для бентосных организмов и рыб-бентофагов водного объекта, учитывая их рацион питания. Данный факт подтверждается проводимыми ранее исследованиями содержания V, Ni и Cr в организме рыб (окуня и плотвы) изучаемого городского водоема (Слуковский и др., 2016; Новицкий, 2018).

Дальнейшие исследования позволят установить аналогичные закономерности для других тяжелых металлов из донных отложений оз. Ламба, а также оценить вклад каждой из форм содержания микроэлементов в валовое содержание того или иного металла.

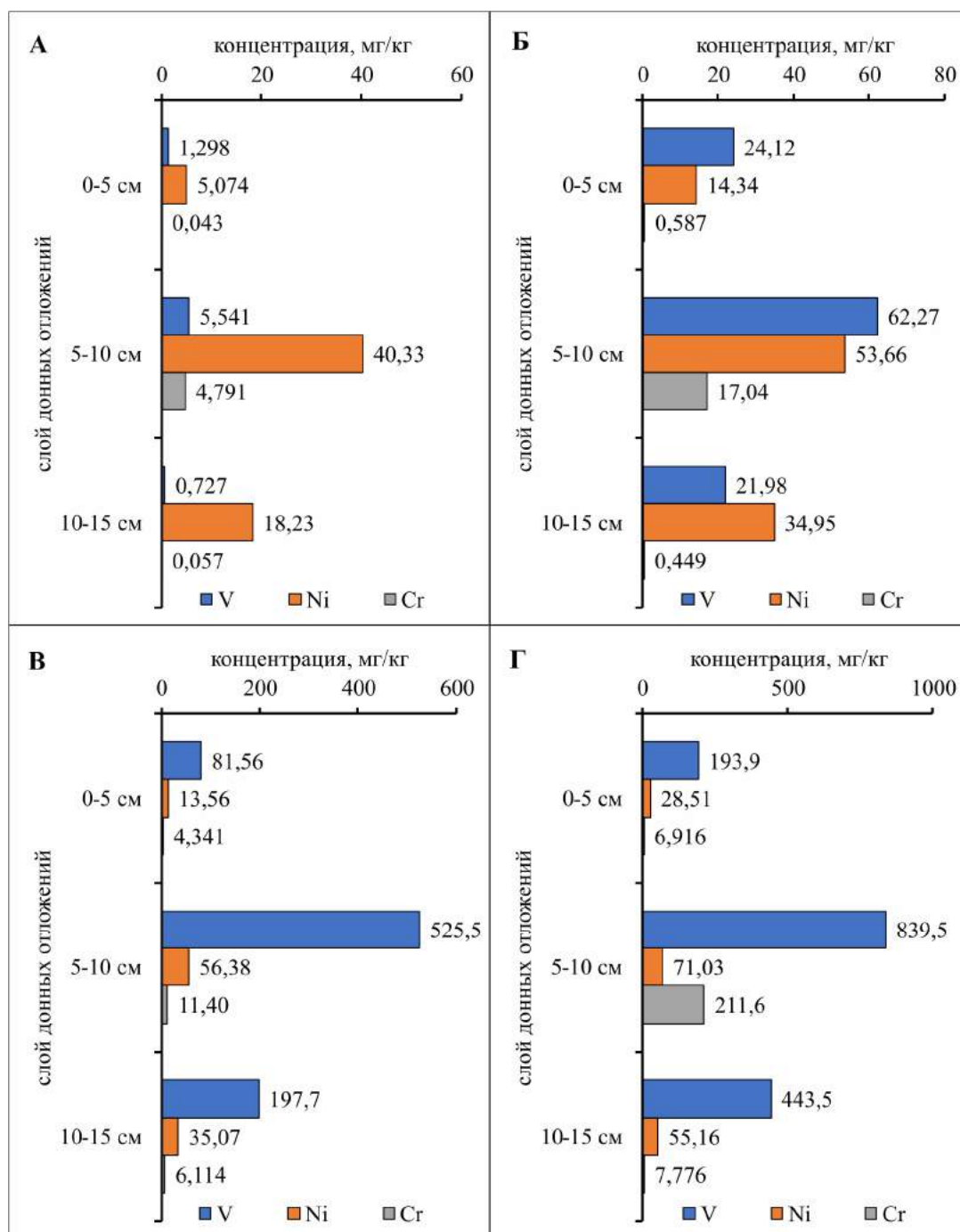


Рис. 3. Содержание V, Ni и Cr в верхних слоях донных отложений оз. Ламба:

А – водорастворимые формы, Б – подвижные формы, В – формы, связанные с железистыми образованиями, Г – формы, связанные с органическим веществом

Авторы благодарят сотрудников ИТХТЭМС КНЦ РАН О.П. Карытную и И.П. Кремнецкую и сотрудника ИГ КарНЦ РАН А.С. Парамонова за помощь в проведении аналитических исследований.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-35-00897 «а»).

Список литературы

1. Даувальтер В.А. Халькофильные элементы (Hg, Cd, Pb, As) в донных отложениях водных объектов водосбора Белого моря в пределах Кольского полуострова // Геохимия. 2006. № 2. 237-240. doi:10.1134/S0097807810040093.
2. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2012. 242 с.

3. Новицкий Д.Г. Закономерности распределения тяжелых металлов в органах и тканях рыб на примере плотвы (*Rutilus rutilus*) и речного окуня (*Perca fluviatilis*) озера Ламба (Петрозаводск, Республика Карелия) // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2018» / Отв. ред. И.А. Алешковский, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов. [Электронный ресурс]. – М.: МАКС Пресс, 2018.
4. Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. Геохимия окружающей среды. М.: Недра. 1990. 335 с.
5. Слуковский З.И., Ильмаст Н.В., Суховская И.В., Борвинская Е.В. Анализ содержания тяжелых металлов в органах рыб озера Ламба (Петрозаводск, Республика Карелия) // Экологические проблемы северных регионов и пути их решения: Материалы VI Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 120-летию со дня рождения Г.М. Крепса и 110-летию со дня рождения О.И. Семенова-Тянь-Шанского. – Апатиты: Издательство Кольского научного центра РАН, 2016. С. 214–218.
6. Слуковский З.И., Ильмаст Н.В., Суховская И.В., Борвинская Е.В., Гоголев М.А. Геохимическая специфика процесса современного осадконакопления в условиях техногенеза (на примере оз. Ламба, Петрозаводск, Карелия) // Труды Карельского научного центра РАН. 2017. № 10. С. 45–63.
7. Слуковский З.И., Медведев А.С. Содержание тяжелых металлов и мышьяка в донных отложениях озер Четырехверстного и Ламбы (г. Петрозаводск, Республика Карелия) // Экологическая химия. 2015. № 1. С. 56–62.
8. Страховенко В.Д., Кабанник В.Г., Маликова И.Н. Геохимические особенности экосистемы озера Колыванское (Алтайский край) и влияние на нее антропогенного воздействия // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 3. С. 220–234.
9. Tessier A., Campbell P.G., Bisson M. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // Analytical Chemistry. 1979. Vol. 51(7). P. 844–851.

СОВРЕМЕННАЯ ГИДРОЭКОЛОГИЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И ЕГО БАССЕЙНА

Строков А.А.¹, Санин А.Ю.¹, Терский П.Н.², Фатхи М.О.¹

¹Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, aastrokov@mail.ru

²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Введение. Онежское озеро – уникальный природный объект, резервуар пресной питьевой воды для трех регионов Северо-запада России – Республики Карелия (РК), Ленинградской и Вологодской областей. Мониторинг его экологического состояния крайне важен с точки зрения хозяйственно-питьевого и рыбохозяйственного использования. Одним из критериев экологического состояния водоема является качество его вод.

Целью данного исследования служит характеристика современного состояния вод Онежского озера (в том числе Петрозаводской губы) и некоторых водных объектов его бассейна: оз. Суоярви, реки Лососинка, Неглинка, Шуя, Кумса, Пяльма, Водла и Андома. К задачам исследования относились:

- оценка уровня водопользования в бассейне озера за последние 10 лет (2007–2016 годы);
- оценка качества поверхностных вод по гидрохимическим и гидробиологическим показателям;
- генетическая типизация загрязняющих веществ (ЗВ);
- определение ассимилирующей емкости (АЕ) озера по химическим показателям на основе разработанных нормативов допустимого воздействия (НДВ) на водные объекты бассейна озера.

Методы исследования. В рамках исследования использованы статистические данные и материалы государственных докладов о состоянии окружающей среды РК и Вологодской области (Государственный доклад..., 2009–2017; Доклад..., 2009–2017), ежегодников качества поверхностных вод РФ (Качество..., 2009–2017), ежегодников состояния экосистем поверхностных вод России (по гидробиологическим показателям) (Ежегодник..., 2009–2017), сводного тома нормативов допустимого воздействия по бассейну реки Нева, включая реки Свирь, реки бассейнов Онежского и Ладожского озер (Нормативы..., 2015). Используются также результаты комплексных исследований, посвященных Онежскому озеру и его водосборному бассейну,

проведенных сотрудниками Института водных проблем Севера Карельского научного центра РАН (Онежское..., 2010) и сотрудниками Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова (ФГБУ «ГОИН») (Исследование..., 2015).

Результаты. За период 2007-2016 годы в бассейн Онежского озера от управляемых сосредоточенных (точечных) источников сброшено в среднем 80,9 тыс. тонн ЗВ (Государственный доклад..., 2009–2017). Основная доля водоотведения приходится на крупные промышленные центры региона – Петрозаводск и Кондопогу (Онежское..., 2010). На водоканалы этих городов приходится более 50% сбросов сточных вод в бассейн Онежского озера. Средний объем сброса загрязненных сточных вод (ЗСВ) составляет 82,1 млн. м³ (табл. 1).

В бассейн Онежского озера сбрасывается не менее 28 наименований ЗВ, которые можно условно разделить на 5 групп:

- общие (4) (сухой остаток, взвешенные вещества, легко- и трудноокисляемые органические вещества (по показателю биохимического потребления кислорода (полного) (БПКполн) и химического потребления кислорода (ХПК));
- главные ионы (4) (сульфаты, хлориды, кальций, магний);
- биогенные вещества (5) (азот общий, азот аммонийный, нитриты, нитраты, фосфаты);
- металлы (9) (железо общее, марганец, алюминий, цинк, медь, никель, хром (III, VI), свинец);
- сложные органические соединения (6) (нефтепродукты, синтетические поверхностно-активные вещества (СПАВ) тоже группа, метанол, формальдегид, фенолы, лигносульфонат аммония).

Таблица 1. Динамика водоотведения в бассейн Онежского озера за 2007–2016 годы (Государственный доклад..., 2009–2017)

Параметр	Год										2007–2016	% от 2009
	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016		
Масса сброса ЗВ, тыс. тонн	73,3	68,6	71,4	72,1	110,7	97,0	67,1	88,6	82,9	77,7	80,9	109
Объем сброса ЗСВ, млн. м ³	–	–	101,9	97,1	90,8	89,4	70,6	68,2	67,3	71,2	82,1	69,8

За 2007–2016 годы вода Онежского озера и большинства его притоков характеризовалась довольно высоким качеством по гидрохимическим показателям. Вода относилась к классу 2 («слабо загрязненная») или 3 «а» («загрязненная») по значениям удельного комбинаторного индекса загрязненности воды (УКИЗВ). По материалам (Государственный доклад..., 2009-2017; Доклад..., 2009–2017) исключением является вода рек Неглинка (г. Петрозаводск) и Андома (Вологодская область), которая характеризуется переходным классом качества от 3 «б» («очень загрязненная») до 4 «а» класса («грязная»). По гидробиологическим показателям экосистема Онежского озера и водные объекты его бассейна характеризовались экологическим благополучием (ЭБ), река Неглинка – антропогенным экологическим напряжением (АЭН) (Ежегодник..., 2009–2017).

К характерным ЗВ для Онежского озера на протяжении ряда лет стабильно относятся БПК, ХПК, нефтепродуктов, железа общего и меди. По ним отмечается нарушение рыбохозяйственных нормативов предельно допустимых концентраций (ПДК_{рх}) в 1–4 раза. В реках Лососинка, Неглинка, Шуя, Кумса, Пяльма, Водла, оз. Суоярви концентрации железа и меди достигали 8-12 ПДК_{рх}. В отдельные годы в Петрозаводской губе Онежского озера, реках Лососинка и Неглинка отмечались эпизодические нарушения нормативов ПДК_{рх} относительно нитритов и аммонийного азота (Качество..., 2009–2017). По данным (Исследование..., 2015) к приоритетным показателям также относятся цинк и марганец, концентрации которых превышали ПДК_{рх} на отдельных участках озера в 2–4 раза.

На основе разработанных НДВ по привносу химических веществ от управляемых источников (НДВ_{химупр}) (Нормативы..., 2015) и фактической массы сброса ЗВ (ФМ) в карельскую часть бассейна Онежского озера (Государственный доклад..., 2017) проведено сравнение фак-

тической и нормативной антропогенной нагрузки на бассейн Онежского озера по 6 водохозяйственным участкам. Сравнение проводилось по 17 показателям с определением кратности превышения НДВ (соотношение ФМ/НДВ) и ассимилирующей емкости (АЕ) бассейна озера (под ней здесь понимается способность озера принимать дополнительную нагрузку) (соотношение НДВ-ФМ). По 9 показателям отмечены низкие значения нагрузки (менее 1) и «положительная» АЕ, по 8 – фактическая нагрузка превышает допустимую в 2–31 раз («отрицательные» значения АЕ). Особенно следует выделить ХПК и фосфаты, для которых соотношение ФМ/НДВ 15,1 и 31,3 раза соответственно (табл. 2).

Обсуждение. Анализ данных по водопользованию в бассейне Онежского озера за 10-летний период (2007–2016 годы) показал незначительное увеличение сброса ЗВ (на 9% в 2016 году от уровня 2009 г.). Одновременно объем сброса ЗСВ в водные объекты от основных водопользователей снизился почти на треть (на 30,2% в 2016 году от уровня 2009 г.). При этом не следует оставлять без внимания рассредоточенные (диффузные) источники поступления ЗВ в бассейн озера. Согласно (Нормативы..., 2015), основным диффузным источником служит сельское хозяйство, в результате функционирования предприятий которого в водные объекты попадают соединения азота и фосфора. В работе (Исследование..., 2015) показано, что к источникам, играющим важную роль, также относятся водный транспорт и маломерный флот, поставляющие в воду нефтепродукты.

Таблица 2. Сравнение фактической массы сброса ЗВ от управляемых источников в бассейн Онежского озера с величиной НДВ (Нормативы..., 2015; Государственный доклад..., 2017)

№ п/п	Показатель	ФМ (2016 г.), тонн	НДВ _{химупр} , тонн	ФМ/НДВ	НДВ-ФМ, тонн
1	Взвешенные вещества	1453	688,4	2,1	-764,6
2	БПК _{полн}	918	318,5	2,9	-599,5
3	ХПК	26510	1755,8	15,1	-24754,2
4	Сульфаты	6158	6876,8	0,9	718,8
5	Хлориды	1560	20630,0	0,08	19070,0
6	Азот аммонийный	103,94	27,5	3,8	-76,5
7	Нитриты	27,57	5,5	5,0	-22,1
8	Нитраты	1710	2722,9	0,6	1012,9
9	Фосфаты	83,26	2,7	31,3	-80,6
10	Железо общее	13,27	55,6	0,2	42,3
11	Марганец	0,0346	0,5	0,07	0,5
12	Медь	0,0148	0,3	0,05	0,3
13	Хром (VI)	0,00012	1,4	0,0001	1,4
14	Свинец	0,0003	0,4	0,0007	0,4
15	Нефтепродукты	3,39	3,4	1,0	0,1
16	СПАВ	5,31	6,9	0,8	1,6
17	Фенолы	0,39	0,1	5,6	-0,3

Одновременно со снижением объемов водопользования отмечается слабо выраженная тенденция к улучшению качества воды в Петрозаводской губе Онежского озера (УКИЗВ = 2,00 в 2007 году и 1,62 в 2016 году). Однако качество воды остается на уровне 2–3 «а» класса («слабо загрязненная» – «загрязненная»). Высокое качество вод губы можно объяснить сильным эффектом разбавления сточных вод озерными. Вместе с тем такого эффекта в отношении рек Неглинка и Андома не наблюдается. Качество их вод низкое и находится на уровне 3 «б» – 4 «а» класса («очень загрязненная» – «грязная»). Однако здесь следует разделять влияние антропогенных и природных факторов на качество речных вод. Вероятно, в реке Неглинка низкое качество воды связано с диффузным стоком города Петрозаводска, в реке Андома – с воздействием природных факторов.

В предыдущих работах (Исследование..., 2015) приведена классификация ЗВ по происхождению (генезису) по состоянию на 2013 год. На основе многолетнего ряда наблюдений проведена актуализированная классификация ЗВ по их генезису, что позволит в дальнейшем разде-

лять антропогенные и природные факторы формирования качества вод Онежского озера и эффективно проводить необходимые водоохранные мероприятия. Для Онежского озера и его водосборного бассейна выделено три группы ЗВ по их генезису:

1) искусственного происхождения или ксенобиотики (чужеродные для воды вещества): нефтепродукты, СПАВ, метанол, формальдегид, фенолы, лигносульфонат аммония;

2) двойного генезиса (поступают в воду под воздействием как природных, так и антропогенных факторов): взвешенные вещества, БПКполн, ХПК, сульфаты, хлориды, кальций, магний, азот общий, азот аммонийный, нитриты, нитраты, фосфаты, железо общее, марганец, алюминий, цинк, медь, никель, хром (III, VI), свинец.

3) природного происхождения (поступают в воду под действием природных факторов и отсутствуют в антропогенных сбросах): кобальт, кадмий, мышьяк, ванадий, титан.

Стоит отметить, что перечисленные металлы, скорее всего, имеют природное происхождение при малом влиянии антропогенных сбросов (около 1–1,5 тонн/год по всем металлам). В результате имеет смысл обратить внимание на состояние водосбора и берегов самого озера и динамические процессы, которые им свойственны. По итогам работы (Исследование..., 2015) показано, что следует проводить противоэрозионные и берегозащитные мероприятия на Онежском озере с целью снижения темпов абразии берегов (особенно на участках интенсивного хозяйственного использования береговой зоны) и объемов поступления берегоформирующего материала в воду с ведением регулярного мониторинга качества воды по содержанию металлов.

Сравнение фактической и допустимой антропогенной нагрузки на бассейн озера показал, что ассимилирующая способность в отношении взвешенных веществ, органических веществ (по БПК и ХПК), биогенов (аммоний-ионов, нитритов и фосфатов) и фенолов заметно снизилась. В отношении нефтепродуктов снижение не такое значительное. При этом содержание взвешенных веществ и фенолов не превышают ПДК_{рх} в воде по данным (Государственный доклад..., 2009–2017), т.е. отклик водных экосистем на внешнее воздействие отсутствует. При этом наиболее эффективные водоохранные мероприятия могут проводиться относительно тех показателей, сбросом которых можно управлять – ксенобиотиков (в данном случае нефтепродуктов и фенолов). В отношении веществ двойного генезиса регулированию могут подвергаться органические и биогенные вещества.

Заключение. Несмотря на увеличение массы сброса ЗВ в бассейне Онежского озера за последние 10 лет (2007–2016 годы), качество воды озера и некоторых его притоков остается на довольно высоком уровне. В воды бассейна озера поступает не менее 28 наименований ЗВ, из которых только 6 относятся к ксенобиотикам, содержание которых в сточных водах может регулироваться природоохранными службами. Остальные вещества имеют либо двойной генезис, либо природное происхождение. Здесь особую роль следует уделить изучению природных процессов, в результате действия которых в воду попадают в основном органические вещества и тяжелые металлы. Бассейн озера в значительной мере утратил ассимилирующую способность в отношении взвешенных веществ, органических и биогенных веществ, а также фенолов. Необходимо обеспечить проведение водоохранных мероприятий по снижению поступления данных ЗВ в воды озера с целью увеличения его водно-ресурсного потенциала.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00545. Авторы выражают особую благодарность сотрудникам ФГБУ «ГОИН» за помощь в написании статьи и поиске материалов.

Список литературы

1. Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016 г. / Мин-во по природопользованию и экологии Республики Карелия – Петрозаводск. 2009–2017.
2. Доклад о состоянии и охране окружающей среды Вологодской области в 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016 году / Департамент природных ресурсов и охраны окружающей среды Вологодской области – Вологда. 2009–2017.

3. Ежегодник состояния экосистем поверхностных вод России (по гидробиологическим показателям) 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016 год / ФГБУ «ИГКЭ Росгидромета и РАН». – М. 2009–2017.
4. Исследование современного состояния и качества вод Онежского озера: Отчет о НИР (заключительный) по ГК №31/14 от 16.09.2014 / ФГБУ «ГОИН». Руководитель Землянов И.В. – М., 2015. 622 с.
5. Качество поверхностных вод Российской Федерации. Ежегодник 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016 / ФГБУ «Гидрохимический институт». – Ростов/Д: «НОК», 2009–2017.
6. Нормативы допустимого воздействия по бассейну реки Нева, включая реки Свирь, Волхов (российская часть бассейна), реки бассейна Онежского и Ладожского озер. Официальный сайт Федерального агентства водных ресурсов. Разработка и утверждение нормативов допустимого воздействия. Режим доступа: <http://voda.mnr.gov.ru/activities/list.php?part=35> (Дата обращения: 16.04.2018).
7. Онежское озеро. Атлас / Отв. ред. Н. Н. Филатов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. 151 с.

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА РЕКУЛЬТИВАЦИИ ПОЛИГОНОВ ТБО В ГОРОДЕ САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

Цехмистер Е.Н., Подлипский И.И.

Санкт-Петербургский государственный университет, kate.tsehmister@gmail.com

Введение. Из-за роста города Санкт-Петербург многочисленные свалки, ранее находившиеся вне границы города, ныне располагаются в зоне жилой застройки. Это приводит к острой необходимости проведения рекультивации участков, заключающейся в восстановлении продуктивности и народнохозяйственной ценности территорий. К уже закрытым подобным объектам относятся Яблоновская свалка и свалка в Угольной гавани (Цехмистер, Подлипский, 2018).

Рекультивированная Яблоновская свалка расположена в Невском районе Санкт-Петербурга между улицей Латышских стрелков, Ворошиловским проспектом, рекой Оккервиль и территорией комплекса «Хоккейный город». Бывшая свалка в Угольной Гавани, расположена в Красносельском районе между улицей Маршала Казакова, территорией рынка «Юнона» и рекой Красненькой.

При оценке эффективности рекультивации полигонов в качестве ведущего метода использовалась литогеохимическая латеральная съемка.

Методика проведения исследований. Латеральная литогеохимическая съемка исследуемых территорий проводилась для определения содержания тяжелых металлов в поверхностном слое почвогрунтов. Для анализа были выбраны следующие элементы: Pb, Zn, Cu, Ni, Fe и Mn.

Перед началом съемки была построена равномерная сеть отбора поверхностных проб и донных отложений. Участки включали в себя контур локализации свалки и прилегающие территории, в том числе зоны жилой застройки. Шаг сети – 175×125 (Яблоновская свалка) и 200×200 (свалка в Угольной гавани) м. Отбор проб почв и донных отложений производился на глубину до 0,2 м. Для уменьшения случайной ошибки отбор проб производился методом «конверта» с площадки 5×5 м. Донные отложения отбирались в трех точках, расположенных по створу общей сети. Отбор двух проводился на расстоянии около 0,5 метров от правого и левого берега реки, третьей – в центре русла. После просушивания до постоянной массы, пробы истирались, просеивались через сито с размером ячеек 1 мм и квартовались. Для анализа проб на содержание тяжелых металлов был выбран спектроскопический метод (анализатор AP-104).

В ходе статистического анализа проводились корреляционный и факторный анализы с помощью программы Statistica 10. Предварительный анализ данных состоит из оценки точечных характеристик и проверки гипотез о распределении переменных. Корреляционный анализ включает построение полей корреляции и оценку силы связи между парами переменных с помощью коэффициента корреляции Пирсона. При факторном анализе был использован метод главных компонент, который предполагает, что факторы должны использовать всю изменчивость переменных (Иванюкович, 2010).

В ходе экологического анализа был рассчитан коэффициент концентрации элемента в грунте (K_c) равный отношению содержанию элемента (Q_i) к его фоновому значению ($Q_{фон}$). В качестве фоновых значений для Pb, Zn, Cu, As, Ni, Mn и Fe использовались данные из нескольких источников (РГЭЦ, 1993; Алексеенко, Алексеенко, 2013).

В качестве ведущего критерия использовался интегральный показатель суммарного загрязнения почв (Z_c). Расчет производился по следующей формуле:

$$Z_c = \sum_{i=1}^n K_i - (n - 1)$$

Выделяются 4 категории загрязнения почв: «допустимая» ($Z_c < 16$), «умеренно опасная» (16-32), «опасная» (32-128), «чрезвычайно опасная» (более 128) (СанПиН 2.1.7.1287-03).

Заключительным этапом обработки данных, полученных при литогеохимической съемке, является составление схемы распределения значений показателя суммарного загрязнения в ArcGIS 9.2. Интерполяция данных проводится методом кригинга (Цехмистер и др., 2018).

Результаты исследований. Матрица коэффициентов парных корреляций отражает тесную связь между Pb, Zn и Cu для Яблоновской свалки (коэффициент корреляции более 0,8), также выявлена корреляция между Fe и Mn.

Матрица коэффициентов парных корреляций для свалки в Угольной гавани показывает, что наблюдается тесная связь между тремя элементами: Pb, Zn и Cu (коэффициент корреляции более 0,9). Существует связь Ni и Mn со всеми элементами.

Критерием «осыпи» было выделено 3 значимых фактора для Яблоновской свалки и 2 для свалки в Угольной гавани.

На территории Яблоновской свалки для фактора 1, вносящего наибольший вклад в общую дисперсию (56%), большая часть нагрузки приходится на Pb, Zn, Cu, Ni. Достоверную связь с этим фактором имеют и Fe, Mn, однако, в меньшей степени. Второй фактор, контролирующий 29% изменчивости переменных, имеет высокое значение факторной нагрузки для Mn и Fe. Доля третьего фактора составляет 9% и отражается в изменчивости Ni (табл. 1).

Таблица 1. Факторные нагрузки, собственные значения и доля изменчивости факторов (Яблоновская свалка)

Переменные	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Pb	0,80	-0,54	-0,11
Ln(Zn)	0,92	-0,30	-0,07
Ln(Cu)	0,93	-0,22	-0,11
Ni	0,78	0,28	0,50
Fe	0,48	0,81	0,14
Mn	0,42	0,74	-0,48
Собственное значение фактора	3,35	1,72	0,54
Доля общей дисперсии	0,56	0,29	0,09

На свалке в Угольной гавани первый фактор определяет изменчивость переменных на 55%, большая часть нагрузки приходится на Pb, Zn, Cu. В меньшей степени связь с фактором имеют Ni и Mn. Второй фактор, контролирующий 13% изменчивости, связан с Ni, Fe и Mn (табл. 2).

При классификации элементов были выделены три ассоциации:

1) Pb-Zn-Cu, т.к их изменчивость объясняется первым фактором, связана с техногенным неспецифичным воздействием и характерна для почв Санкт-Петербурга и др. городов в целом (Орлов, Безуглова, 2000). Также ассоциация обоснована общими свойствами миграции этих элементов в почвах (Алексеенко, Алексеенко, 2013);

2) Fe-Mn, т.к. их изменчивость определена влиянием второго фактора, и в меньшей степени первым. Представляет собой естественную природную ассоциацию для почв. Отсутствие в этой группе других элементов говорит об их антропогенном привносе и отсутствии связи распределения с природными факторами (Орлов, Безуглова, 2000);

3) Ni, т.к. доля всех трех (двух) факторов значительна для этого элемента. Распределение Ni имеет отличные характеристики, что свидетельствует о специфическом загрязнении территории этим элементом. Значительное влияние трех факторов, доказывает зависимость распределения этого элемента от различных показателей (содержанием органического вещества, аморфных оксидов и количеством глинистой фракции).

Таблица 2. Факторные нагрузки, собственные значения и доля изменчивости факторов (свалка в Угольной гавани)

Переменные	Фактор 1	Фактор 2
Ln(Pb)	0,95	0,23
Ln(Zn)	0,90	0,37
Ln(Cu)	0,91	0,34
Ln(Ni)	0,65	0,71
Ln(Fe)	0,20	0,95
Mn	0,52	0,76
Собственное значение фактора	3,28	2,29
Доля общей дисперсии	0,55	0,38

Почво-грунты исследуемых территорий характеризуются высоким содержанием большинства тяжелых металлов. Ряд накопления химических элементов для почво-грунтов Яблоновской свалки имеет следующий вид (цифрами показана величина коэффициента концентрации, показывающего во сколько раз выявленные содержания выше фоновых) – $Zn_5-Cu_4-(Pb, Mn)_3-Ni_2$, для свалки в Угольной гавани – $Zn_{13}-Cu_{10}-Pb_7-Mn_4-Ni_3$.

Анализ показателя K_C для каждого элемента на территории Яблоновской свалки показал, что повышенные концентрации Pb, Zn и Cu наблюдаются для восточной и западной части холма. Fe, Mn и Ni имеют наибольшие показатели в северо-западной части исследуемой территории.

В Угольной гавани для Pb, Zn, Cu, Ni, Mn выявлено последовательное уменьшение концентрации при удалении от свалки. Повышенное содержание железа характерно для южного склона, примыкающего к ул. Маршала Казакова. Превышение ОДК (ГН 2.1.7.2511-09) на Яблоновской свалке по Zn в 4 раза, по Pb и Cu в 2 раза; на свалке в Угольной гавани по Zn в 10 раз, по Cu в 6 раз, по Pb в 4 раза, по Ni в 2.

Величина показателя суммарного загрязнения тяжелыми металлами варьирует от 5 до 32 усл.ед. при среднем 14, что соответствует «допустимой» категории загрязнения для Яблоновской свалки, для свалки в Угольной гавани величина показателя варьирует от 6 до 154 усл.ед. при среднем 34, что соответствует «опасной» категории загрязнения.

На рис. 1 приведена схема распределения значений суммарного показателя загрязнения территории Яблоновской свалки, из которой видно, что основной ореол «умеренно опасной» категории загрязнения приурочен к восточной и западной части свалочного тела, что может быть связано с тем, что при размывании откосов обнажаются свалочные грунты, характеризующиеся высокими значениями содержаний тяжелых металлов. «Умеренно опасная» категория загрязнения характерна для 30% площади исследуемой территории.

На рис. 1 приведена схема распределения значений суммарного показателя загрязнения свалки в Угольной гавани, из которой видно, что площадь «опасной» и «чрезвычайно опасной» категории загрязнения, составляет 50% от всего исследуемого участка. «Опасная» категория загрязнения характерна для всей площади локализованных свалочных грунтов.

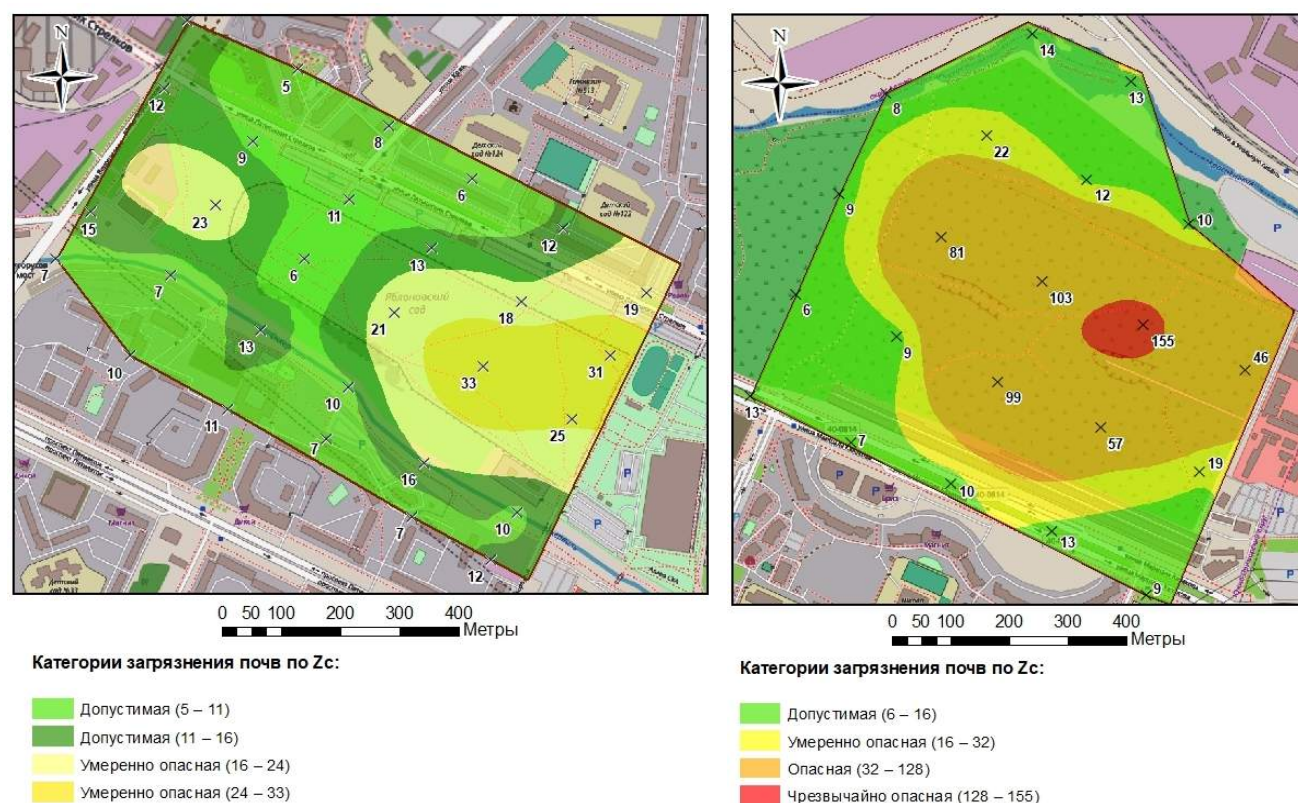


Рис. 1. Схема распределения значений суммарного показателя загрязнения территории Яблоновской свалки (слева) и свалки в Угольной гавани (справа)

Вывод. Значительное превышение содержания тяжелых металлов фоновых значений и ОДК свидетельствует о несоответствии результатов рекультивации требованиям нормативных санитарно-гигиенических документов. Результаты исследования подтверждают необходимость проведения повторной рекультивации объектов.

Список литературы

1. Алексеев В.А., Алексеев А.В. Химические элементы в геохимических системах. Кларки почв селитебных ландшафтов. Монография. Ростов-на-Дону: Издательство Южного федерального университета, 2013. 380 с.
2. Гигиенические нормативы: Ориентировочно допустимые концентрации химических веществ в почве. ГН 2.1.7.2511-09. Введ. 18.05.2009.
3. Иванюкович Г.А. Статистический анализ экогеологических данных: Практикум решения задач с помощью пакета программ Statistica. Учебное пособие. Санкт-Петербург: Санкт-Петербургский государственный университет, 2010. 204 с.
4. Орлов Д.С., Безуглова О.С. Биогеохимия. Ростов-на-Дону: Феникс, 2000. 320 с.
5. Санитарные правила и нормы: Санитарно-эпидемиологические требования к качеству почвы и грунтов. СанПиН 2.1.7.1287-03. Введ. 15.06.2003.
6. Цехмистер Е.Н., Подлипский И.И. Разработка концепции оценки качества проведенной рекультивации объектов накопленного экологического ущерба на территории г. Санкт-Петербург // Сергеевские чтения: Вып. 20: Обращения с отходами: задачи геоэкологии и инженерной геологии. Москва: РУДН, 2018. С. 47–51.
7. Цехмистер Е.Н., Подлипский И.И., Третьяков В.Ю. Применение инструментов геоинформационной системы QGIS для оценки качества проведенной рекультивации Яблоновской свалки (г. Санкт-Петербург) // Метеорологический вестник, 2018. Т.10. № 1. С. 72–84.
8. Экологическая обстановка в Санкт-Петербурге в 1992 г. (аналитический обзор): Региональный геоэкологический центр; СПб. изд-во Ленкомэкология, 1993. 218 с.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПОЧВ ЗАПОВЕДНИКА «ОПУКСКИЙ» (РЕСПУБЛИКА КРЫМ, РФ)

Чубарова Ю.М.¹, Зеленковский П.С.¹, Сикорский И.А.³

¹Санкт-Петербургский Государственный Университет, julka.geraffe@gmail.com

²ГБУ природный заповедник «Опукский»

Крымский регион – это активно развивающаяся территория. Здесь запланировано множествостроек. Для контроля воздействия человека на состояние окружающей среды необходимо иметь информацию о природном состоянии компонентов экосистем, в том числе тяжелых металлов. Однако для Республики Крым отсутствуют актуальные данные о валовом содержании тяжелых металлов в почвах. Это и делает нашу работу **актуальной**.

Гора Опук является особо охраняемой природной территорией уже 20 лет (opuk-crimea.ru 12.05.2018). Однако данная местность в целом достаточно хорошо освоена в прошлом (Аркадьев, 2010). Мы выдвинули **гипотезу**, что, не смотря на это, почвы не будут содержать следов антропогенного загрязнения. **Целью** нашего исследования является описание эколого-геохимических особенностей почв заповедника «Опукский». Для достижения цели нами были поставлены следующие **задачи**:

- Определить концентрации тяжелых металлов в почвах заповедника «Опукский»;
- Выявить геохимические особенности почв заповедника «Опукский» и определить характер распределения элементов (Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn);
- Оценить эколого-геохимическое состояние почв заповедника «Опукский».

Материал для данного исследования был собран в ходе летней геологической практики СПбГУ в июле 2017 года на территории заповедника «Опукский». Пробоотбор проводился на горе Опук и ее окрестностях. Всего нами были отобраны пробы почв в 21 точке. Отбор проводился в соответствии с ГОСТ 17.4.4.02-83 маршрутным методом. Так как количество точек пробоотбора весьма мало, мы старались отбирать их в местах с разными условиями почвообразования, для того чтобы иметь возможность дать общую характеристику району.

На базе Ресурсного центра СПбГУ по направлению ХИМИЯ нами был проведен анализ проб на валовое содержание тяжелых металлов (Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn и Cd). Пробы анализировались методом атомно-эмиссионной спектроскопии индуктивно связанной плазмы (АЭС-ИСП). Стоит отметить, что концентрация ни одного из исследуемых элементов не превысила ПДК. В целом почвы заповедника «Опукский» характеризуются достаточно низким содержанием тяжелых металлов (Ташлыкова, 2008; Горбунов и др., 2016).

Анализ содержания кадмия в исследуемых пробах показал, что его концентрации недостаточны велики для нашего метода исследования. Cd не является маркером антропогенного загрязнения и столь низкие его концентрации (во всех пробах менее 1 ppm) ожидаемы. Значения концентраций Co характеризуются тем, что в части проб (2,4,7,12,13,15,21) они превысили порог определения, а в части нет. Максимальное значение содержания Co составило 15 ppm, минимальное из определенных 10 ppm. Для геохимической характеристики почв важно посмотреть концентрации Co в большем количестве проб. Группа элементов, состоящая из Cr, Ni, Pb, Cu и Zn – характеризуется валовыми содержаниями, превышающими предел обнаружения во всех пробах. Для них была проведена статистическая обработка с целью определения типа вероятностного распределения значений в выборке. По результатам анализа было выявлено нормальное распределение значений концентраций Cu и Cr, логнормальное для Zn и Pb. Определить тип вероятностного распределения значений содержаний Ni оказалось невозможным. В будущем мы планируем увеличить количество точек пробоотбора с целью улучшения качества статистического анализа.

Для оценки геохимической обстановки можно использовать такие показатели как, медиана и среднее арифметическое. Среднее арифметическое значение очень чувствительно к выбро-

сам, поэтому данную оценку можно брать только при нормальном распределении значений выборок. Медиана же используется и при логнормальном распределении, а также она устойчива к выбросам и «сомнительным» значениям. Поэтому для оценки геохимического фона мы выбрали именно ее (таблица 1).

Таблица 1. Оценка геохимического фона, ppm

Элемент	Median	Minimum	Maximum
Cr	45	22	78
Ni	29	12	36
Zn	66	37	108
Cu	36	16	66
Pb	26	5	57

Полученные значения содержаний можно охарактеризовать как достаточно низкие для хрома, меди и никеля и заметные для цинка и свинца.

Список литературы

1. www.opuk-crimea.ru (12.05.2018).
2. Аркадьев В.В. «Геологические экскурсии по Крыму» – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2010. – 132 с.
3. Горбунов Р.С. и др. Эталонные почвы природного заповедника «Опукский» / Геополитика и экогеодинамика регионов. Том 2 (12). В. 4. 2016. С. 39–48.
4. Ташлыкова Е.Е. «Оценка содержания тяжелых металлов в почва пригородной зоны г. Красноярска»: – Вестник КрасГАУ, 2008 г, № 3.

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОДСТИЛОК НА УЧАСТКАХ ГОРНО-ТУНДРОВОГО ПОЯСА ХИБИН С РАЗНОЙ ЭКСПОЗИЦИЕЙ

Штабровская И.М.¹, Зенкова И.В.²

¹ Мурманский государственный технический университет, Анапатский филиал, ishtabrovskaya@mail.ru

² Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН г. Анапаты

Введение. Цель исследований состоит в характеристике температурных показателей наиболее биологически активного горизонта горных почв Хибин – органогенного или подстилки – с учетом факторов высотной поясности почвенно-растительного покрова и экспозиции горных склонов. Исследования в Хибинском горном массиве проводятся с 2013 года с использованием автономных терморегистраторов нового поколения серии ТРВ-2, которые программируются на регистрацию температуры с заданной периодичностью (2 часа) и закладываются в подстилку на глубину 5 см (Зенкова, 2015а,б; Штабровская, Зенкова, 2017; Штабровская, 2018).

В полевой сезон 2016 очередными объектами исследования были почвы горно-тундрового пояса хибинской горы Вудъяврчорр: участки тундры лишайниковой $T_{ЛИШ}$ и тундры вороничной $T_{ВОР}$ на плато Ботанического цирка (545 и 547 м над уровнем моря, 67°38'34" с.ш., 33°39'12" в.д.), в полевой сезон 2017 года – участок тундры лишайниково-кустарничковой на склоне СЗ экспозиции ущелья Скальное ($T_{ЛИШ-СЗ}$, 510 м над ур. м., 67°36'01" с.ш., 33°36'16" в.д.).

Для участков $T_{ЛИШ}$ и $T_{ВОР}$ на плато сравнение температурных показателей и их динамики проводили за период исследования с 01.VI.16 по 05.X.16 (107 сут.), для 3 рассматриваемых участков – за сходный для 2016 и 2017 годов период с июля по сентябрь (всего 80 суток). На основании показаний терморегистраторов рассчитывали среднесуточные значения температуры подстилок ($T_{сут_{cp}}$) по 12 измерениям за каждые сутки; среднемесячные значения ($T_{мес_{cp}}$) по усредненным за каждый месяц среднесуточным значениям; среднелетние значения ($T_{лет_{cp}}$) за 80 суток.

Сравнение средних значений температуры подстилки между участками проводили с использованием t -критерия Стьюдента. Достоверность сходства/различия температурной динамики оценивали методом дисперсионного анализа с использованием F -критерия Фишера; вариабельность летней (VI–IX) динамики температуры подстилок – по коэффициенту вариации CV , %. Зависимость динамики температуры подстилок и атмосферного воздуха (данные метеосайта <http://rp5.ru> для горной метеостанции «Центральная») за аналогичный период оценивали методом корреляционного анализа.

Основные результаты. Диапазон среднесуточных значений температуры ($T_{сут\,cp}$) в горно-тундровых подстилках горы Вудъяврчорр составил в июле-сентябре от $+3$ до $+17$ °С. Наибольший прогрев (до $+16 \dots +17$ °С) отмечен для участков горной тундры на плато в 2016 году на протяжении июля (по 28 число, всего 26 суток), а для участка на склоне СЗ экспозиции в 2017 году – до $+14 \dots +15$ °С в период с 03.07 по 23.08, т.е. на протяжении 45 суток. Достоверно лучшим прогревом за сходный период 80 сут, и в особенности на протяжении июля и до 10 августа, характеризовалась подстилка $T_{лиш}$ на плато Ботанического цирка, наименьшим – $T_{лиш}$ на склоне ущелья Скальное (рис. 1).

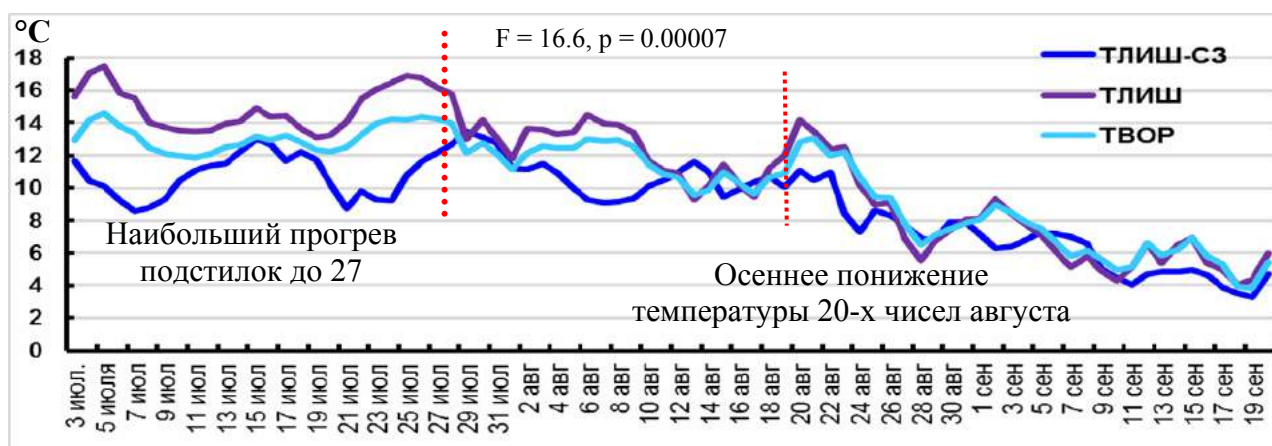


Рис. 1. Динамика среднесуточной температуры подстилок ($T_{сут\,cp}$, °С) с июля по сентябрь (n сут = 80) на участках горно-тундрового пояса горы Вудъяврчорр

Участки: $T_{лиш-сз}$ – тундра лишайниковая на склоне СЗ экспозиции ущелья Скальное, $T_{лиш}$, $T_{вор}$ – тундры лишайниковая и вороничная на плато Ботанического цирка

Различия в температурной динамике между тремя горно-тундровыми участками определялись, в первую очередь, их положением на разных площадках (Ботанический цирк и ущелье Скальное), которые были исследованы в разные полевые сезоны (2016 и 2017 г.), достоверно различающиеся по температурным условиям (рис. 2).

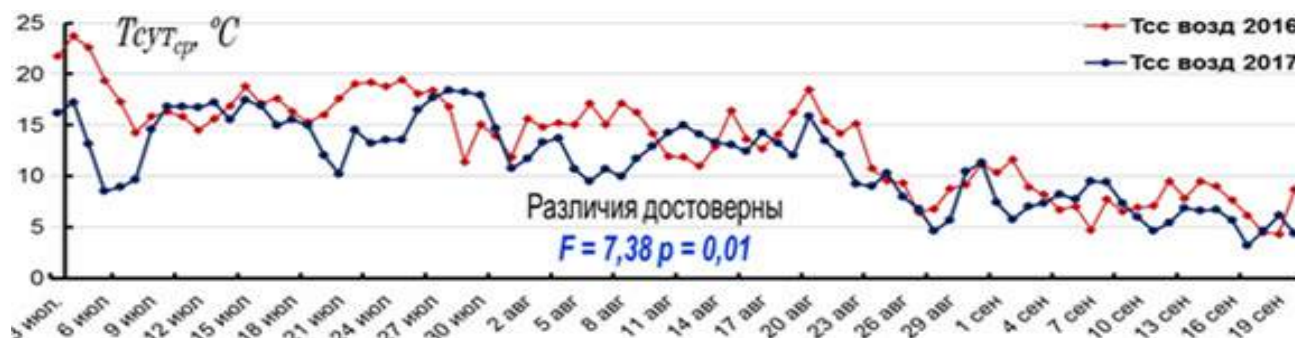


Рис. 2. Сравнительная динамика среднесуточной температуры атмосферного воздуха ($T_{сс}$, °С) в июле-сентябре 2016 и 2017 г. по данным метеостанции «Центральная»

Во всех поясах летняя динамика $T_{сум_{ср}}$ подстилок достоверно коррелировала с ходом $T_{сум_{ср}}$ атмосферного воздуха: коэф. корреляции превысил уровень $r \geq 0.90$ (рис. 3). Зависимость от температуры атмосферного воздуха в тундре на плато была выше для почвенного покрова $T_{ЛИШ}$ ($r = 0.96$) по сравнению с $T_{ВОР}$ ($r = 0.94$), а для $T_{ЛИШ-СЗ}$ на склоне СЗ экспозиции ущелья Скальное $r = 0.92$.

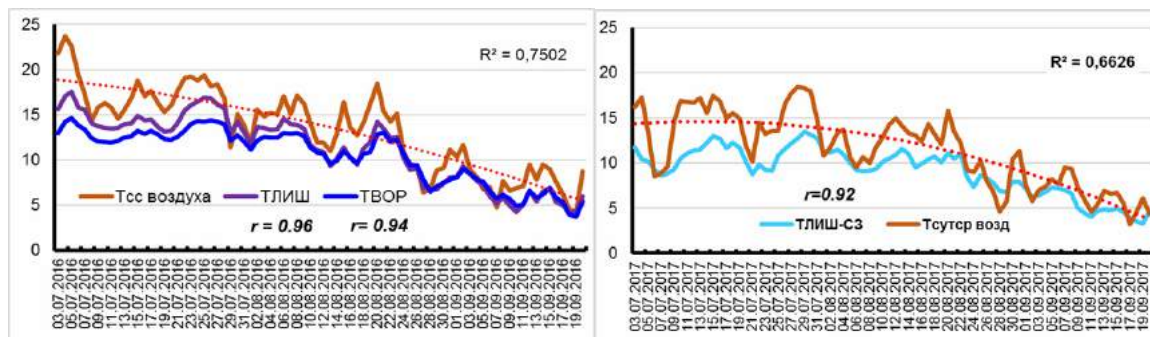


Рис. 3. Динамика среднесуточной температуры подстилок и атмосферного воздуха ($T_{сум_{ср}}$, °C) в июле–сентябре 2016 и 2017 г.г. на исследованных участках горно-тундрового пояса горы Вудъяврчорр. Обозначения участков – как и на рис. 1

Особенностью летней динамики температуры в более тонкой и сухой подстилке $T_{ЛИШ}$ на плато Ботанического цирка была ее большая вариабельность, которая определялась, главным образом, прогревом до более высоких значений температуры по сравнению с $T_{ВОР}$ и $T_{ЛИШ-СЗ}$ (рис. 4).

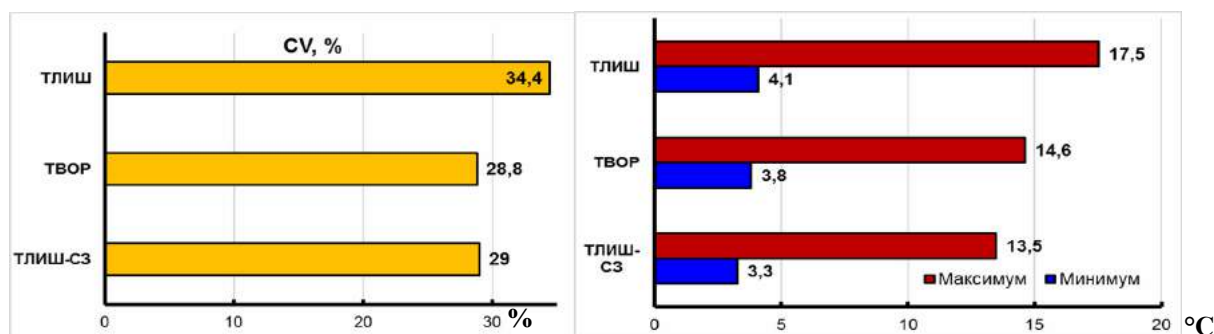


Рис. 4. Степень варьирования, минимальные и максимальные значения среднесуточной температуры горно-тундровых подстилок на исследованных участках Ботанического цирка и ущелья Скальное в сезоны 2016 и 2017 г.г. ($n_{сут} = 80$)

Сумма положительных температур за сходный летний период (80 сут) была выше в подстилках горной тундры на плато Ботанического цирка (более 840 °C), что объяснялось как достоверно более теплым сезоном 2016 года, так и лучшим прогревом горной тундры на плато по сравнению с тундрой на склоне (рис. 5).

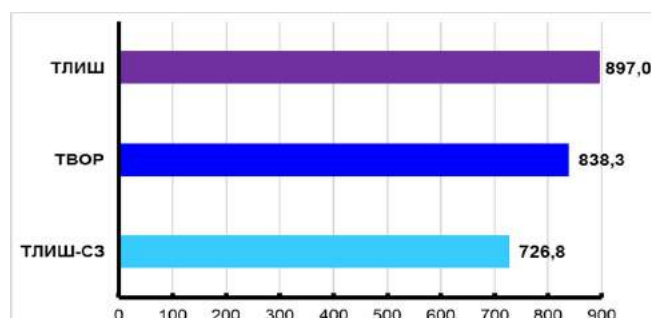
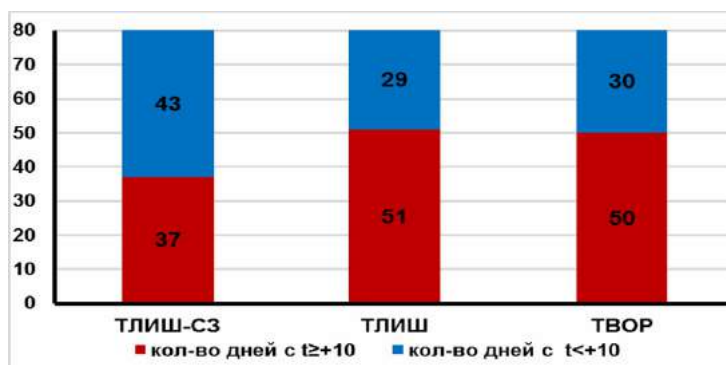


Рис. 5. Сумма положительных температур в горно-тундровых подстилках за июль–сентябрь ($n_{сут} = 80$) на исследованных участках Ботанического цирка и ущелья Скальное в сезоны 2016 и 2017 г.

Горно-тундровые участки на плато Ботанического цирка характеризовались большим числом дней с эффективной среднесуточной температурой в подстилках $\geq +10^\circ\text{C}$ по сравнению с горной тундрой на склоне ущелья Скальное: 50–51 против 37. Число дней с $T_{\text{сут}_{\text{cp}}} < +10^\circ\text{C}$ на этих участках было меньше: 29–30 против 43 соответственно (рис. 6).

Рис. 6. Число дней с $T_{\text{сут}_{\text{cp}}} \geq +10^\circ\text{C}$ и $< +10^\circ\text{C}$ в июле–сентябре 2016 и 2017 г. в подстилках исследованных тундровых участков (n сут = 80)



Выводы.

1. В вегетационные сезоны 2016 и 2017 годов, достоверно различающиеся по температурным условиям, динамика среднесуточной температуры подстилок имела общий ход на участках горной тундры на плато Ботанического цирка и на склоне ущелья Скальное: прогрев подстилок выше порога эффективных температур $+10^\circ\text{C}$ на протяжении июля, обратный осенний переход через этот порог, начиная с 23–25 августа, и через порог $+5^\circ\text{C}$ – со второй декады сентября. До конца сентября температура горно-тундровых подстилок сохраняла положительные значения.

2. На всех исследованных участках горной тундры летняя динамика среднесуточной температуры подстилок определялась динамикой температуры более прогретого атмосферного воздуха (коэф. корреляции превысил 0.90) и была выражена сильнее для более тонкой и сухой подстилки тундры лишайниковой по сравнению с тундрой вороничной на площадке Ботанического цирка и по сравнению с горной тундрой лишайниково-кустарничковой на склоне СЗ экспозиции.

3. Начиная с 20-х чисел августа (с 25.08. на плато Ботанического цирка в сезон 2016 года и с 23.08. на склоне СЗ экспозиции ущелья Скальное в сезон 2017 года) среднесуточная температура атмосферного воздуха была устойчиво ниже среднесуточной температуры горных подстилок, что можно рассматривать как косвенный показатель перехода подстилок от процесса поглощения тепла из внешней среды на протяжении большей части вегетационного сезона к процессу его излучения.

4. В оба вегетационных сезона (2016, 2017) общей закономерностью для участков горной тундры на плато и на склоне была большая вариабельность летней динамики температуры горно-тундровых подстилок по сравнению с ниже лежащими поясами березовых криволесий, исследованными в те же периоды. Фактор высотный поясности оказывал дифференцирующее влияние на температурный режим горно-тундровых и горно-лесных подстилок, определяя достоверные различия таких показателей, как: величина и динамика среднемесячных температур, сезонная и суточная вариабельность температуры, сроки перехода температуры в подстилках через пороговые величины $+5$ и $+10^\circ\text{C}$.

Список литературы

1. Зенкова И.В. Динамика температуры подстилок в высотном градиенте горы Юкспорр (Хибинский массив) // Проблемы изучения и сохранения растительного мира Восточной Фенноскандии. Апатиты, 2015а. С. 34–35.
2. Зенкова И.В. К характеристике летней динамики температуры подстилок в горах Хибинского массива (Мурманская область) // Фундаментальные и прикладные вопросы лесного почвоведения. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2015б. С. 85–87.
3. Штабровская И.М., Зенкова И.В. Сравнительная динамика температуры подстилки в лишайниковой и кустарничковой тундре Хибин // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты, 2017. № 14. С. 461–464.
4. Штабровская И.М. Летняя динамика температуры в горных почвах Хибин, на примере горы Вудъявр-чорр: магистерская диссертация. Апатиты: АФ МГТУ, 2018. 105 с.

Инженерная геология и гидрогеология

РАЗВИТИЕ ТЕХНОГЕННОГО ПОЛЯ ВИБРАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВАСИЛЬЕВСКОГО ОСТРОВА САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

Изотова В.А.

Санкт-Петербургский горный университет, violettaizotova@yandex.ru

Васильевский остров является историческим центром Санкт-Петербурга. На острове постоянно увеличивается интенсивность транспортного потока, что способствует росту вибрационной нагрузки. В 2017 году состоялось открытие центрального участка Западного скоростного диаметра, планируется открытие станции метро «Горный институт». Все это приведет к еще большому развитию техногенного поля вибраций.

В 2015 году в инженерно-геологических изысканиях впервые был введен ГОСТ Р 56353-2015 «Методы лабораторного определения динамических свойств дисперсных грунтов». Это подчеркивает актуальность анализа техногенных полей вибрации и необходимость изучения динамических свойств грунтов на территории Санкт-Петербурга.

В геологическом строении города на глубине до 60,0 м от поверхности земли залегают техногенные (tIV), современные морские, озерные (m, l IV), верхнечетвертичные озерно-ледниковые (lgIII), верхнечетвертичные ледниковые (g III) и верхнепротерозойские (V_2kt_2) отложения (рис. 1). Среднегодовой уровень грунтовых вод расположен на глубине 1,8 м. Максимальное положение уровня грунтовых вод соответствует глубине 1,0 м и ожидается в периоды интенсивного снеготаяния, выпадения обильных дождей и нагонных явлений в Финском заливе.

Основное воздействие приходится на четвертичные отложения, которые могут рассматриваться как потенциально динамически неустойчивые.

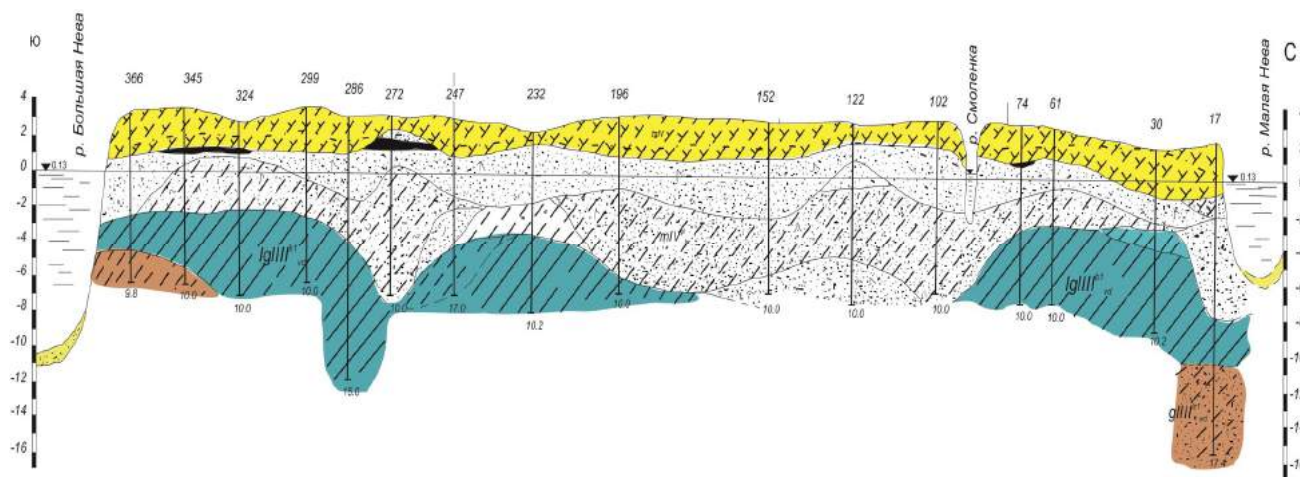


Рис. 1. Геологический разрез территории Васильевского острова (по данным Трест ГРИИ)

Транспортные магистрали формируют своеобразный каркас города и образуют сложную систему линейных источников вибрации. Автомобильные автомагистрали оказывают воздействие в основном за счет движения по ним практически непрерывного потока транспортных средств, каждое из которых возбуждает относительно малоамплитудные колебания (Вознесенский, 1999).

Основными источниками техногенных нагрузок на территории Васильевского острова являются автомобили, метрополитен, трамвайный транспорт и работающие строительные и промышленные механизмы. Протяженность трамвайных путей на территории Васильевского острова – 3,4 км, линии метрополитена – 2,5 км, автомобильных дорог – более 45 км.

Особенности поведения грунтов при вибрационном воздействии определяются составом, состоянием и физико-химическими условиями, а также параметрами и продолжительностью действия нагрузки (Иванов, 1962). Грунты, слагающие разрез Васильевского острова, представлены водонасыщенными дисперсными породами, наиболее чувствительными к действию внешних динамических нагрузок.

Проектирование, строительство и последующая эксплуатация зданий и инженерных сооружений требует изучения особенностей состояния грунтовых массивов, условий взаимодействия с ними, а также динамики процессов, происходящих в верхних частях грунтовой толщи.

Необходимо проводить ряд мероприятий для снижения вибрационного воздействия. Чтобы эти мероприятия были эффективны, следует изучать источники вибраций, анализировать параметры вибрационного воздействия, проводить мониторинг динамических нагрузок.

Для определения уровня вибрационного воздействия на территории Васильевского острова летом 2016 года были проведены замеры на следующих характерных участках: у метро Василеостровская – вдоль Среднего проспекта, между 6 и 12 линиями; в районе Смоленского кладбища – между улицами Беринга и Наличная. Измерение характеристик поля вибрации проводились посредством определения виброскорости виброметром Экофизика 110А. Результаты проведенных исследований показаны на графиках (рис. 2, 3).

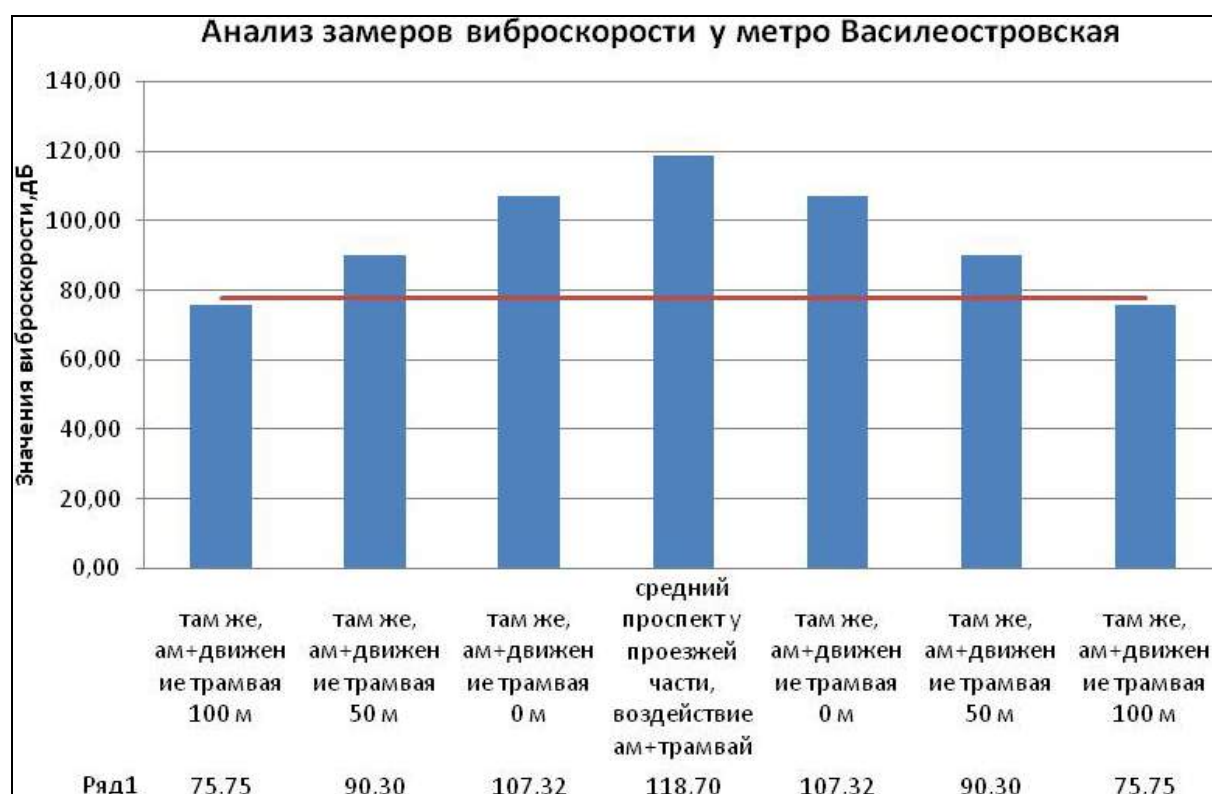


Рис. 2. Анализ замеров виброскорости у метро Василеостровская

Значения виброскорости при приближении трамвая начинают возрастать, а при удалении – убывать. Пикового значения виброскорости достигает в момент сосредоточения техногенных нагрузок автомобиль и трамвай и равняется 118,70 дБ. Стоит отметить, что при значениях 78 дБ уже начинаются незначительные осадки фундаментов зданий на слабых грунтах.

В среднем, с учетом загруженности дорог значение виброскорости держится на одном уровне 117 дБ. Это также оказывает негативное влияние на геологическую среду.

По результатам замеров была построена схема районирования Васильевского острова по уровню вибрационной нагрузки (рис. 4).

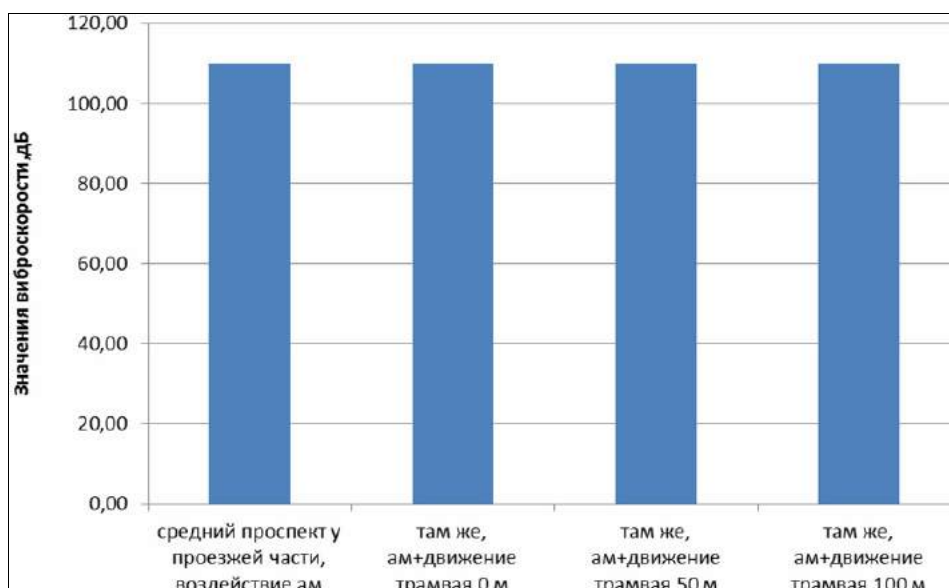


Рис. 3. Результаты количественного анализа уровня вибрационного воздействия на Среднем проспекте Васильевского острова

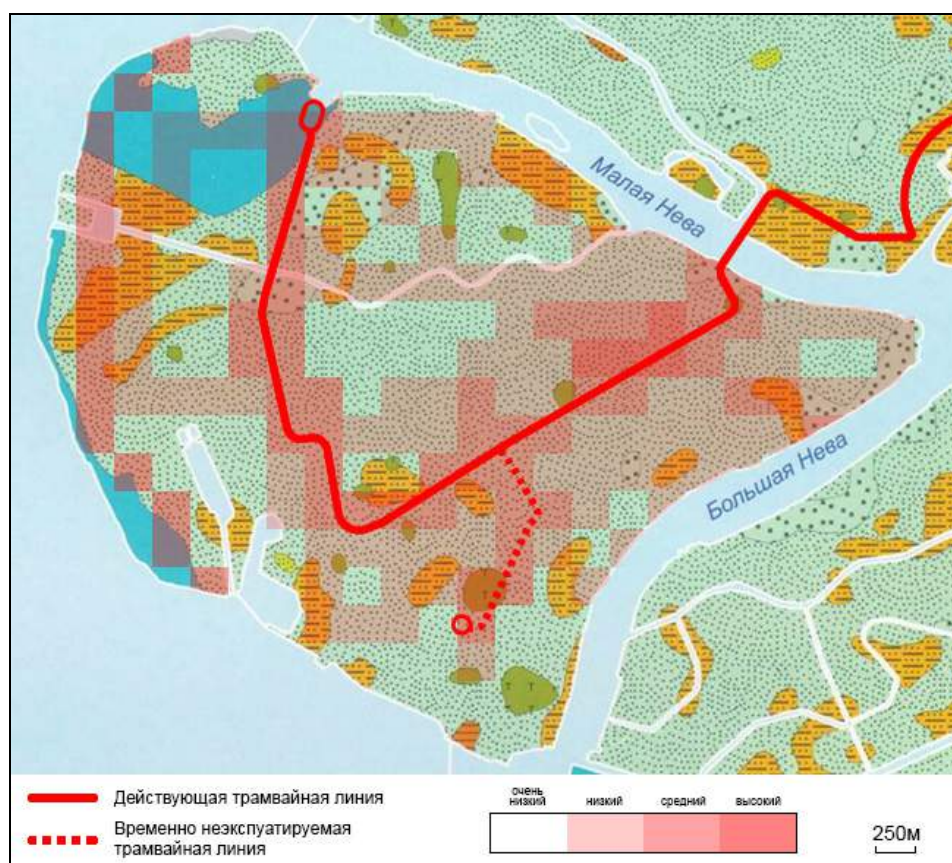


Рис. 4. Районирование территории Васильевского острова по уровню вибрационной нагрузки

Были выявлены участки с высоким и средним уровнем воздействия, три и два источника воздействия соответственно, где необходимо производить учет вибрационного воздействия на грунты. Поскольку считается, что при значениях виброскорости 124 дБ возможно уплотнение водонасыщенных песков. На исследуемой территории такого значения виброскорость достигает на пересечении 6 и 7 линий и Среднего проспекта.

После совмещения геологической карты и схемы районирования по уровню вибрационной нагрузки было выявлено, что наибольшее воздействие приходится на озерно-морские литориновые отложения, сложенные песками и супесями, и озерно-ледниковые отложения, представленные глинами и суглинками.

В дальнейшем, планируется провести исследования этих грунтов с целью определения их механических свойств.

Список литературы

1. Вознесенский Е.А. Динамическая неустойчивость грунтов – М.: Изд-во «Эдиториал», 1999. – 264 с.
2. ГОСТ Р 56353-2015 «Методы лабораторного определения динамических свойств дисперсных грунтов».
3. Иванов П.Л. Разжижение песчаных грунтов – Л.: Госэнергоиздат, 1962. – 260 с.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРОИТЕЛЬСТВА ИНЖЕНЕРНЫХ ОБЪЕКТОВ В АРИДНЫХ ОБЛАСТЯХ (НА ПРИМЕРЕ БУШЕРСКОЙ АЭС, ИРАН)

Лескова П.Г.

Санкт-Петербургский государственный Университет, leskovapg@gmail.com

Введение. Проблеме подтопления строительных площадок инженерных объектов уделяется большое внимание по всему Миру (Wilkinson, 1994). Данная проблема наиболее характерна для гумидных областей с избыточным увлажнением. В тоже время, нельзя исключать влияние этого процесса и в областях с засушливым климатом (Никаноров, Барцев, 2011; Saleh, Zekai, 2006).

Так с проблемой подтопления территории столкнулись при эксплуатации Бушерской АЭС, являющейся объектом настоящего исследования, в проектировании и строительстве которой принимали участие российские специалисты.

Бушерская АЭС, расположенная в провинции Бушер, в Иране, состоит из одного действующего энергоблока. В настоящее время ведется строительство второй очереди станции, включающей в себя второй и третий энергоблоки.

На этапе эксплуатации действующей станции обнаружено активное проявление процессов подтопления территории подземными водами, неэффективность заложенных дренажных мероприятий, и как следствие обводнение подземных электрических коммуникаций, что оказалось необычным для условий аридного климата, в котором расположена рассматриваемая АЭС. Стоит отметить, что воздействие подземных вод на подземные коммуникации и фундаменты зданий и строений АЭС крайне нежелательно. Чтобы избежать подобных процессов при эксплуатации второй очереди Бушерской АЭС, необходимо провести гидрогеологическое обоснование ее строительства.

Для проведения гидрогеологического обоснования строительства второй очереди Бушерской АЭС, что является целью настоящего исследования, были поставлены следующие задачи:

1. Определить причины подтопления территории действующей станции.
2. Исследовать возможность проявления процессов подтопления при строительстве и эксплуатации второй очереди АЭС.
3. Предложить инженерные водозащитные мероприятия, которые одновременно предотвратят подтопление площадки строящихся энергоблоков подземными водами и не окажут дополнительного гидродинамического воздействия на энергоблок действующей АЭС.

Геологическое строение. Геологический разрез в пределах площадки Бушерской АЭС представлен отложениями неогеновой и четвертичной систем.

Неогеновая система представлена отложениями формации Агаджари ($N_1^3-N_2^1$): пестроцветной толщей переслаивающихся суглинков, глин, песков. Мощность формации составляет 1500 м. До глубины 30 м в толще Агаджари (сверху вниз) выделяются образования двух фаций – морской и лагунной. Образования морской фации представлены преимущественно глинами и суглинками мощностью от 3 до 16 м. Лагунная фация представлена субритмичным переслаиванием песчано-алеврито-глинистых пород.

Выше по разрезу залегают верхнеплиоценовые – нижнечетвертичные ($N_2^2-Q_1$) отложения («кэпрок»), это мелководные морские отложения, сложенные песчаниками с глинистокарбонатным цементом и известняками-ракушечниками. Породы трещиноватые, выветрелые, часто разрушены до состояния дресвы и щебня, местами до песка. Мощность «кэпрока» – 1,6–6,0 м.

Гидрогеологические условия. Региональный поток подземных вод на рассматриваемой территории ориентирован в направлении от ее центральной наиболее возвышенной части в сторону Персидского залива. Питание водоносных горизонтов в региональном плане происходит исключительно за счет атмосферных осадков. Зоной разгрузки подземных вод является акватория Персидского залива. В связи с неглубоким залеганием подземных вод, значительную роль приобретают испарение и транспирация. В гидрогеологическом разрезе территории исследования до глубины 30–50 м выделяют:

1. Безнапорный водоносный горизонт в отложениях «кэпрока» ($N_2^2-Q_1$) сезонного действия. Нижним водоупором являются суглинки и глины формации Агаджари. Коэффициент фильтрации водовмещающих пород изменяется в диапазоне от 1 до 10 м/сут.

2. Водоупорный горизонт, представленный толщей суглинков и глин морской фации формации Агаджари ($N_1^3-N_2^1$). Мощность слоя изменяется от 3,0 до 16,0 м, при средних значениях 10–12 м. Данные отложения нельзя рассматривать как абсолютный водоупор. В них присутствуют прослои песков, которые служат гидрогеологическими окнами, обеспечивающими гидродинамическую связь между верхней и нижней частями разреза. Значения коэффициента фильтрации пород данного водоупора варьируют в пределах от $1 \cdot 10^{-4}$ до $7 \cdot 10^{-2}$ м/сут.

3. Водоносный комплекс в слоистых песчано-глинистых отложениях формации Агаджари ($N_1^3-N_2^1$). Мощность водоносного горизонта изменяется от 4,2 до 20,7 м, при среднем значении 8–9 м. Горизонт напорный, отделен от вышележащего водоносного горизонта толщей суглинков и глин морской фации формации Агаджари, имеющей в пределах исследуемой территории сплошное распространение. Коэффициент фильтрации водовмещающих песчаных пород изменяется в диапазоне от 0,1 до 4,8 м/сут.

Анализ уровня режима подземных вод на территории Бушерской АЭС. Анализ многолетних наблюдений за положением уровней подземных вод в скважинах позволил выявить основные закономерности естественного и нарушенного режима подземных вод исследуемой территории.

В естественных условиях (до начала строительства и эксплуатации Бушерской АЭС) питание водоносных горизонтов осуществляется исключительно за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Техногенный режим подземных вод на площадке начинает развиваться с началом строительства и физического пуска первого энергоблока. Так в 2010 г. (физический пуск станции) уровни подземных вод на территории энергоблока, расположенного в непосредственной близости к берегу Персидского залива, заметно возросли (рис. 1).

Кроме того, после запуска в эксплуатацию первого энергоблока (2011 г.) наблюдаются эпизодические резкие подъемы уровней подземных вод в пределах территории площадки (рис. 2).

Вышеописанная ситуация указывает на то, что чрезмерно высокие уровни подземных вод на территории первого энергоблока техногенного происхождения. Следовательно, с вводом станции в эксплуатацию дополнительный существенный вклад в инфильтрационное питание водоносных горизонтов вносят техногенные утечки из водонесущих коммуникаций, а также хозяйственно-бытовые стоки АЭС.

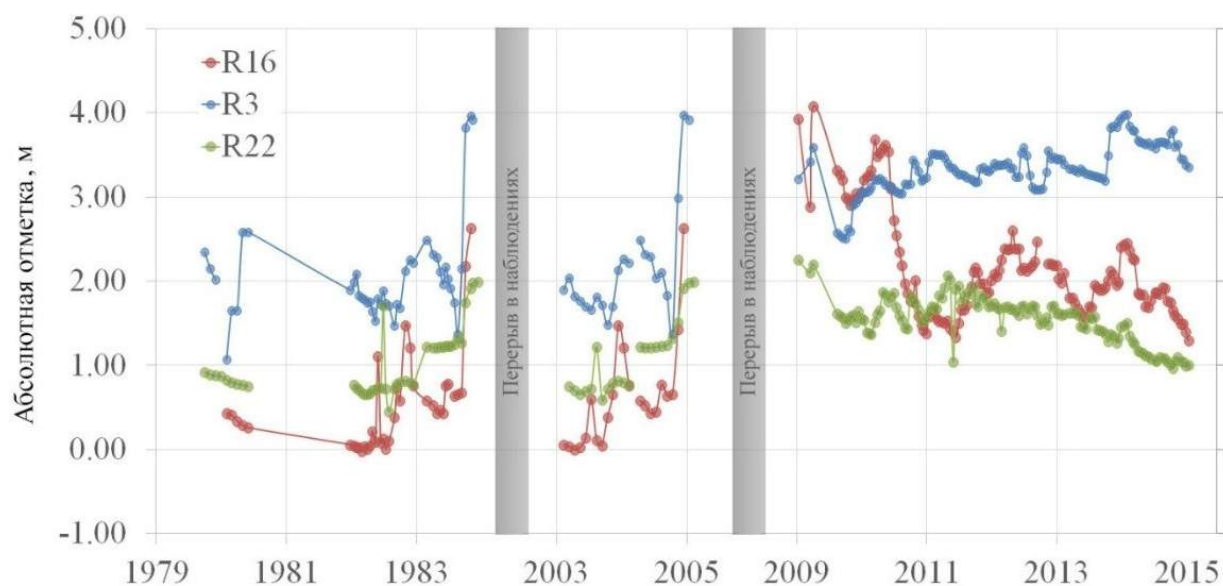


Рис. 1. Изменение уровня подземных вод в скважинах R16, R3, R22, расположенных на территории первого энергоблока в период с 1980 по 2015 г.

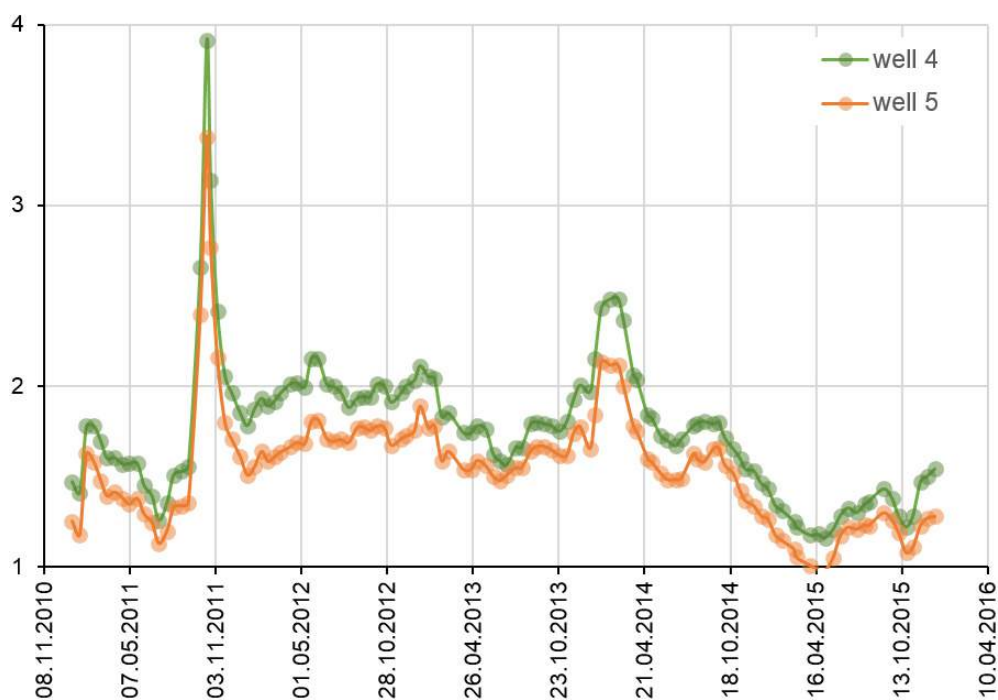


Рис. 2. Изменение уровня подземных вод в скважинах 4 и 5, расположенных в центральной части территории первого энергоблока в период с 2010 по 2016 г.

Техногенная инфильтрация в совокупности с относительно неглубоким залеганием низкопроницаемых водоупорных отложений – глин и суглинков формации Агаджари, приводит к образованию куполов растекания подземных вод, формирование которых является причиной подтопления территории. В свою очередь, подъем уровней инициирует обводнение подземных электрических коммуникаций, что может привести к остановке работы станции.

При эксплуатации второй очереди АЭС следует ожидать схожих проблем с подтоплением, это обусловлено тем, что природные условия двух рассматриваемых площадок идентичные, кроме того, уровень подземных вод на территории второй очереди станции расположен ближе к поверхности, чем на территории первого энергоблока.

Оценка подтопления грунтовыми водами площадки строительства второй очереди Бушерской АЭС на численной модели. Для оценки возможного подтопления проектируемой второй очереди АЭС была создана численная гидрогеологическая модель в программном комплексе Processing Modflow 8, на базе расчетного модуля MODFLOW. Для прогноза подтопления территории второй станции на откалиброванной модели имитировалось несколько расчетных сценариев.

Расчеты показали, что при заложении кольцевого дренажа под зданиями Бушер-2 в пределах территории станции формируется воронка депрессии, уровни воды опускаются ниже первоначальных отметок, несмотря на дополнительное техногенное инфильтрационное питание. Таким образом, численные расчеты показали, что создание дренажной системы позволит контролировать подтопление территории Бушерской АЭС-2 подземными водами.

Однако, создаваемая дренажами системами воронка депрессии подземных вод, помимо положительного осушающего эффекта, может также оказать и негативное воздействие на окружающие здания действующей станции, которое связано с проявлением процессов осадки земной поверхности (Zeitoun, Wakshal, 2013).

Для оценки возможности активизации явлений осадки горных пород под АЭС Бушер-1 на численной модели был исследован радиус гидродинамического влияния дренажных сооружений АЭС Бушер-2. Расчеты показали, что депрессионная воронка вокруг АЭС Бушер-2 имеет ограниченное распространение в радиусе 400–500 м от дренажных сооружений и не оказывает гидродинамического влияния на режим подземных вод АЭС Бушер-1. В таком случае можно утверждать, что водопонижение на АЭС Бушер-2 не приведет к проявлению дополнительных просадок грунта на территории площадки АЭС Бушер-1.

Заключение. По результатам проделанной работы были сделаны следующие выводы:

1. На основе анализа мониторинга уровней подземных вод, выявлено несколько факторов, приводящих к подтоплению территории Бушерской АЭС, главными из них являются наличие обильных инфильтрационных потерь, что подтвердилось результатами гидрогеодинамического моделирования.

2. Необходимость выполнения расчетов с высокой точностью потребовало калибровки гидрогеодинамической модели, которая выполнялась на основе фактических данных об уровнях подземных вод, а также о водопритоках в дренажные системы действующей станции.

3. Выполненные расчеты свидетельствуют о том, что без принятия водозащитных мероприятий эксплуатации станции крайне нежелательна. В качестве инженерных водозащитных мероприятий рекомендуется оставить строительный дренаж, который компенсирует негативное влияние от обильных техногенных утечек.

4. Другим результатом моделирования является доказательство ограниченного распространения депрессионной воронки, не влияющей на устойчивость зданий и сооружений действующего энергоблока Бушерской АЭС.

В качестве направления дальнейшего исследования предлагается проведение уточнения расчетов с учетом динамики процесса влагопереноса в зоне аэрации, который на данном этапе работы пренебрегался. А также, предлагается привлечение дополнительных полевых исследований для получения параметров, характеризующих эти процессы.

Список литературы

1. Никаноров А.М., Барцев О.Б. Анализ природных опасностей и социальноэкономических последствий, создаваемых при техногенном подтоплении территории в условиях аридного климата в условиях аридного климата, и концепция их системного мониторинга (Юг России) // Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата: Материалы Международной научной конференции. – 2011. С. 74–77.
2. Groundwater problems in urban areas / ed. W. B. Wilkinson. – London: Thomas Telford, 1994. – 453 p.
3. Saleh A. Al-Sefry, Zekai Sen. Groundwater Rise Problem and Risk Evaluation in Major Cities of Arid Lands – Jeddah Case in Kingdom of Saudi Arabia // Water Resources Management. – 2006. – № 20. P. 91–10.
4. Zeitoun D., Wakshal E. Land Subsidence Analysis in Urban Areas. – New York: Springer, 2013. – 307 p.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СТАРИЦ РЕК ОЛОНЕЦКОГО РАЙОНА

Никифоров А.Г.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, eoaster@yandex.ru

Введение. Для инженерных изысканий обязательной является оценка потенциально опасных участков, на которых возможно развитие геологических процессов, влияющих на работу проектируемого сооружения. Материал данного исследования был получен во время инженерно-геологических изысканий на территории г. Олонец и прилегающих территорий. Изыскания проводились ООО «Спецстройпроект» под консультационным надзором автора, было получено разрешение на использование части материала для публикации. В процессе изысканий были выявлены дефекты существующей сети автомобильных дорог, орографический анализ показал, что дефекты приурочены к прирусловым участкам. Дальнейшие изыскания особо акцентировались на данных дефектоопасных участках для прогнозирования опасных инженерно-геологических процессов. Результаты изысканий показали неоднородности геологического разреза, связанные с техногенным или комбинированным погребением старичных русел.

Геологическое строение. В орографическом плане исследуемая территория относится к Олонецкой равнине. Абсолютные отметки поверхности колеблются от 5 до 50 м., в южной части рельеф предельно пологий для Карелии, характеризуется высокой заболоченностью и малым перепадом высот (Бискэ, 1959). В геоморфологическом плане строение территории связано с аккумулятивными озерно-ледниковыми процессами осташковского горизонта (lgШos) (включая балтийские отложения-lgШbl). Руслу рек, рассмотренные детально в работе (р. Олонка, Мегрега, Тукса), сложены также маломощными аллювиальными отложениями (aH). В инженерно-геологическом плане отложения в районе г. Олонец и прилегающих территорий относятся к внеледниковой формации (континентального типа) (Карта..., 1967). Для целевых инженерно-геологических и геотехнических решений данная характеристика важна тем, что основными несущими грунтами являются связные и рыхлые отложения неморенного генезиса, а основное значение имеют ленточные суглинки и глины.

Результаты. Инженерно-геологические изыскания проводились для целей газификации в полосах отвода автомобильных дорог, расположенных вдоль р. Мегрега (д. Судалица), р. Тукса (д. Тукса), р. Олонка (д. Верховье) (рис. 1). При проведении изысканий были отмечены дефекты дорожного полотна вблизи русла рек (на расстояниях до 80 м.) В районе д. Верховье дефекты не значительны, локальны на ограниченных участках, представлены провалами покрытия и дорожной одежды. В д. Судалица дефекты представлены разрывом осевого шва дороги со смещением покрытия и одежды в сторону русла и появлением сети трещин покрытия. В д. Тукса дефекты наиболее обширны и представлены погружением всей дорожной конструкции на локальных участках с разрывом дорожного покрытия (подобные понижения могут характеризоваться как провалы и очень опасны для движущегося транспорта). Изыскания проводились согласно СП 47.13330.2012 (СП 47.13330-2012) методом колонкового бурения с инструментальной привязкой и пробоотбором (последующие лабораторные определения состава и состояния грунтов проводились в аккредитованной грунтовой лаборатории согласно стандартам проектирования (ГОСТ 12248-96; ГОСТ 12536-79).

Для д. Тукса вскрытый инженерно-геологический разрез представлен следующими генетическим типами грунтов:

Современные техногенные отложения (tH) развиты с поверхности в полосах существующих дорог, пашен, сельскохозяйственных угодий и просек под ЛЭП. Представлены эти образования насыпными грунтами (ИГЭ-1) и почвенными уплотненными суглинками естественного залегания (ИГЭ-2). Земляное полотно заасфальтированных и не асфальтированных улиц и проездов

слагают насыпные грунты (ИГЭ-1). Насыпь выполнена грунтами песчано-гравийной смеси. Дорожная одежда на проезжей части сложена слоем песка разнотернистого с галькой толщиной от 0,6 до 1,8 м, фракционным щебнем 0,10 м и слоем асфальтобетона, в среднем мощностью 0,10 м. Уплотненные суглинки естественного залегания развиты в областях полевых дорог, просек, к этому же ИГЭ-2 можно отнести перелопаченные естественные грунты и почвы ненарушенного залегания суглинистого состава.

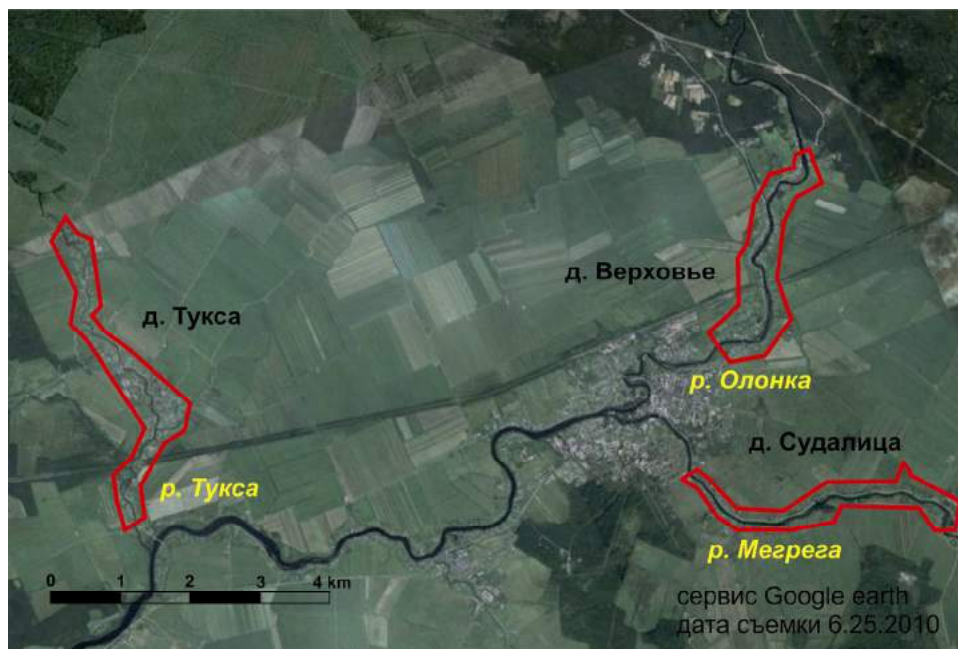


Рис. 1. Схема расположения изученных участков вдоль р. Олонка и ее притоков: р. Мегрега и р. Тукса

Аллювиальные и биогенные отложения ($aH-bH$) развиты в основном в участках, приуроченных к современному руслу реки, и связаны с изменением режима деятельности наземных вод на этой территории (меандрирование реки). Представлены супесями нефракционированными и заторфованными (переходящими в супесчаный ил) в смеси с крупными песками (ИГЭ-3), торфом глинистым и песчаным (ИГЭ-4). Данные грунты вскрыты скважинами в том числе на значительном удалении (до 80 м.) от существующего русла. С поверхности грунты перекрыты озерно-ледниковыми и насыпными грунтами, что говорит о достаточно древнем процессе погребения старичного русла.

Озерно-ледниковые отложения ($lgIIIbl$) залегают сразу под насыпными грунтами и находятся в различных соотношениях с аллювиальными грунтами (чаще всего перекрыты супесями). Отложения представлены пылеватыми суглинками различной консистенции (ИГЭ-5, 6, 7, 8), часто заторфованными и плотными серо-синими глинами (ИГЭ-9, 10). Консистенция суглинков и глин как правило тугопластичная, полутвердая и твердая, но в интервалах с высоким содержанием торфяных линз наблюдается размокание и понижение консистенции суглинков до мягкопластичной и текучепластичной.

Для д. Верховье и д. Судалица были вскрыты следующие генетические типы грунтов (сокращенная характеристика):

Современные техногенные отложения (tH) развиты с поверхности в областях жилой застройки, полосах существующих дорог, на территориях объектов инфраструктурного и промышленного назначения. Представлены насыпными грунтами (ИГЭ-1).

Аллювиальные и илистые отложения (aH) проявлены чаще всего в прибрежных и донных участках рек Олонка и Мегрега. Представлены в разрезе заторфованными намывными песками разной зернистости, торфом в смеси с биогенными и илистыми осадками (ИГЭ-2). Вскрыты в том числе непосредственно под дорожными участками (рис. 2).

Результаты изысканий сведены в обзорную таблицу (табл. 1)

Таблица 1. Сводная таблица характеристики инженерно-геологического разреза, ведомости дефектов, гидрогеологической характеристики.

	д. Тукса	д. Судалица	д. Верховье
Характеристика разреза	Суглинисто-глинистый разрез, перекрытый техногенными грунтами.	Ленточные тяжелые суглинки, перекрытые техногенными грунтами.	Песчаный разрез, в том числе представленный перемещенными местными грунтами.
Характеристика гидрогеологической обстановки (грунтовые воды)	Водопроявление по заторфованным и илистым прослоям, песчаным линзам.	Водопроявление по неоднородностям грунтов, песчаным линзам и илистым участкам.	Водопроявление с открытой поверхностью в песчаном разрезе.
Характеристика дефектов дорожного покрытия	Пологие обширные провалы, с небезопасными превышениями.	Локальные перемещения полотна дороги в сторону речного русла с разрывом осевого шва.	Локальные провалы покрытия и дорожной одежды с образованием ям с рваными краями.
Характеристика выявленных инженерно-геологических причин дефектов.	Погребенные старичные русла, биогенные и органоминеральные грунты.	Заиленные участки, связанные с водопроявлением закрытого типа (межпластовые грунтовые воды).	Погребенные техногенно русла (илы и торф) без качественного уплотнения откосов
Опасность развития процесса.	Высокая	Низкая	Высокая

Заключение. Результаты исследования показывают, что основные инженерно-геологические и геотехнические процессы, непосредственно влияющие на эксплуатацию существующих и планируемых сооружений, связаны со старичными руслами, наличием илистых грунтов в прирусловых участках, недостаточным уплотнением насыпных грунтов. Данная проблема может быть решена геоморфологическим анализом при проведении инженерно-геологических изысканий, использованием геофизических методов, дающих непрерывный профиль исследования разреза (скважинные исследования дают прямой результат, но могут не вскрывать локальные и узкие участки илистых линз). Положительным результатом является также тот факт, что детальные инженерные изыскания линейных объектов способны установить причину дефектов иного инфраструктурного объекта, расположенного в идентичной или той же литолого-фациальной зоне. Результаты работы могут быть использованы для составления программы инженерно-геологических изысканий на аналогичных участках, изучения четвертичных отложений и рек Олонецкой аккумулятивной равнины.

Список литературы

1. Бискэ Г.С. Четвертичная геология и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 307 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1:1000000 (Карта четвертичных отложений)
3. Карта инженерно-геологического районирования Мурманской области и Карельской АССР 1:1500000. Ред. И. К. Зайцев. Министерство геологии СССР. 1967.
4. СП 47.13330-2012 (СНиП 11-02-96) Инженерные изыскания для строительства. Основные положения.
5. ГОСТ 12248-96 Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости.
6. ГОСТ 12536-79 Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава.

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВЫХ ТОЛЩ БАРАБИНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Петрова А.В.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, a.v.petrova789@gmail.com

Введение. В настоящее время на территории юга Западной Сибири в связи с возрастающими темпами развития добывающей промышленности производится массовое строительство сооружений различного назначения (Коваленко, 2007). Территория Барабинской низменности, занимающая юг Западной Сибири в междуречье Оби и Иртыша, испытывает на себе возрастающую техногенную нагрузку, связанную со строительством объектов по транспортировке нефти и газа.

Принимая во внимание вышесказанное, необходимо отметить, что комплексное изучение свойств грунтов, с последующей инженерно-геологической типизацией территории имеет в данной ситуации большое значение, поскольку позволяет принять решения о наиболее рациональном использовании территории, правильном выборе места размещения инженерных сооружений, назначении конкурирующих типов оснований, что облегчает процесс инженерной подготовки строительных площадок и дальнейшую нормальную эксплуатацию сооружений.

Местоположение объекта изучения. Территория Барабинской низменности расположена на юге Западной Сибири в пределах Обь-Иртышского междуречья. С севера ограничивается Васюганской равниной, с юга – Кулундинской равниной, на востоке распространяется вплоть до Оби, на западе естественной границей служит Прииртышский увал. Для территории характерен слаборасчлененный рельеф. Поверхность имеет уклон с севера-востока на юго-запад. Абсолютные отметки изменяются в пределах от 105 до 145 м. По характеру распределения высот территория Барабинской низменности, согласно (Орлова, 1990), делится на два геоморфологических района: западный, занимающий гипсометрически наинизшее положение и восточный.

Особенностью рельефа территории являются так называемые гривы и межгривные понижения. Высота отдельных глив колеблется от 3–4 до 15–16 м, а длина достигает 20–25 км. Гривы сложены светлыми желтовато-бурыми слабоуплотненными отложениями, состав которых меняется от песка до тяжелого суглинка с карбонатной составляющей. Межгривные понижения часто заняты болотами и озерами.

Понятие о грунтовых толщах. Термин «грунтовая толща» в инженерную геологию был введен М.М.Филатовым (Филатов, 1936). Употребление данного термина возможно для обозначения какой-либо совокупности горных пород, характеризующихся в инженерно-геологических целях. Границы грунтовой толщи условны, и положение их определяется целью и признаками, используемыми для ее выделения. Так как понятие «грунтовая толща» связано с взаимодействием геологических тел и инженерных сооружений, то мощность ее будет определяться не только геологическими условиями территории, но так же типом и свойствами возводимых инженерных сооружений (Грунтовые толщи..., 1988).

Кроме того, в основу данного исследования был положен методический подход предложенный В.Т. Трофимовым и соавторами (Грунтовые толщи..., 1988), главной идеей которого являлась типизация грунтовых толщ по признакам состава, строения и современного состояния.

Принимая во внимание тот факт, что в практике фундаментостроения на изучаемой территории, как правило, применяются свайные основания с небольшим заглублением, а также некоторые особенности ее геологического строения, мощность грунтовой толщи была оценена 10 метрами. Ниже рассмотрены особенности строения, состава и свойств глинистых грунтовых толщ, получивших в пределах Барабинской низменности наиболее широкое распространение.

Состав, строение и свойства глинистых грунтовых толщ Барабинской низменности. По особенностям строения на территории всей Барабинской низменности распространены грунтовые толщ, сложенные грунтами одного класса (дисперсными) (рис. 1). Типовые разрезы грунтовых толщ, встречающихся в пределах изучаемой территории, представлены на рисунке 2.

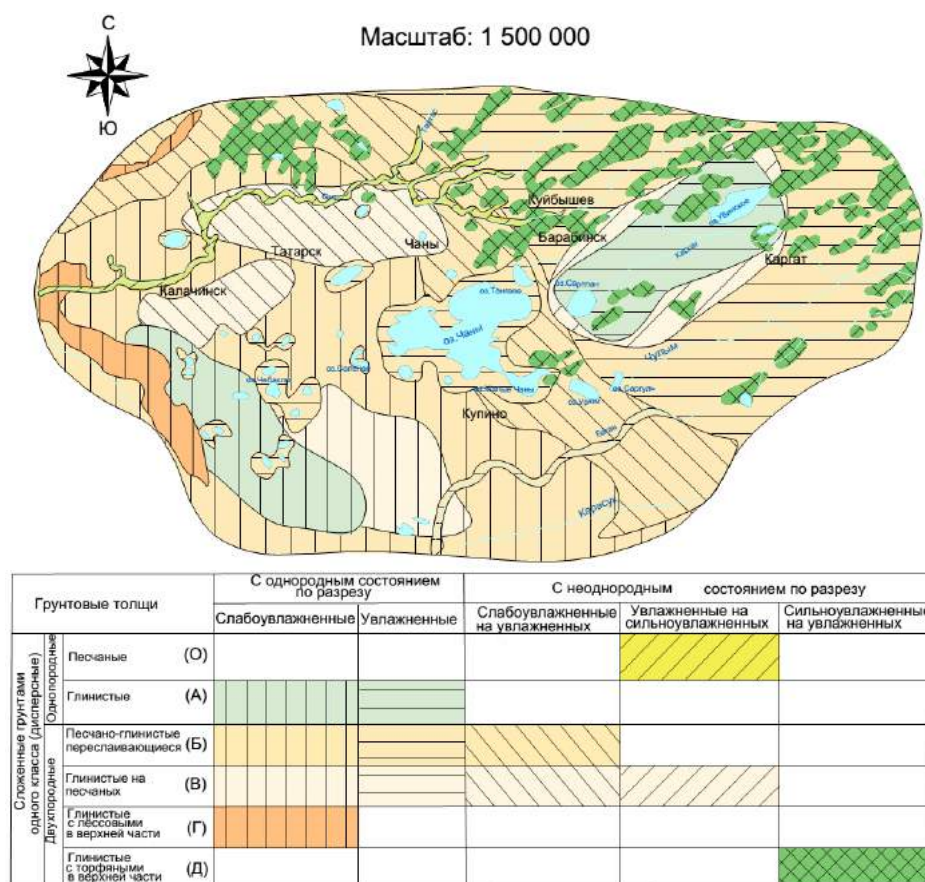


Рис. 1. Карта грунтовых толщ Барабинской низменности

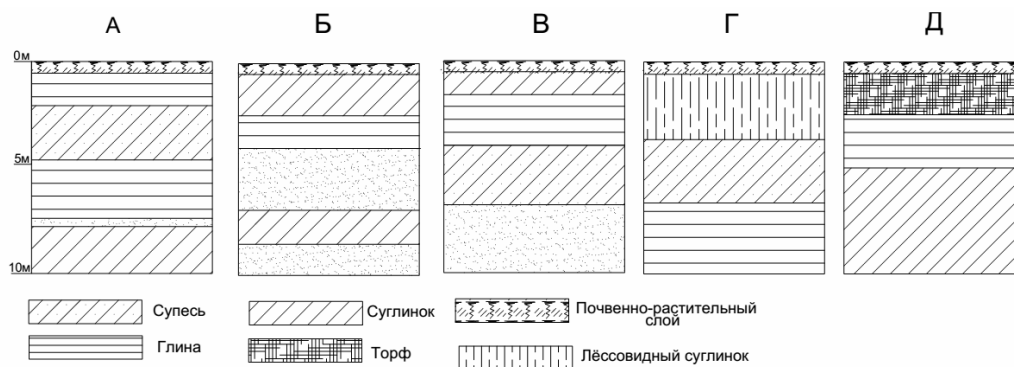


Рис. 2. Строение грунтовых толщ Барабинской низменности

Преобладающее положение занимают грунтовые толщ двухпородные, главным образом, глинистые и песчаные переслаивающиеся, с преобладанием глинистых в верхней части (рис. 2, Б). По степени увлажненности они подразделяются на слабоувлажненные, развитые в западной части низменности, увлажненные, развитые на востоке территории и отдельными полями в центральной и западной частях, а также на сочетание слабоувлажненных и увлажненных, которые развиты отдельной полосой в центральной части низменности.

Также среди двухпородных грунтовых толщ на рассматриваемой территории встречаются глинистые, подстилаемые песчаными (рис. 2, В), небольшими полями распространенные в западной и восточной частях низменности. По состоянию в разрезе среди них выделяются слабоувлажненные, а также сочетание слабоувлажненных с увлажненными и увлажненными с сильноувлажненными.

Следующая разновидность грунтовых толщ – глинистые с лёссовыми в верхней части (рис. 2, Г), получила распространение главным образом на западе территории. По современному состоянию данная разновидность относится к слабоувлажненным грунтовым толщам.

В северных и северо-восточных частях Барабинской низменности распространены грунтовые толщи глинистые с торфяными в верхней части (рис. 2, Д), относящиеся к сочетанию сильноувлажненных и увлажненных.

Однопородные грунтовые толщи встречаются значительно реже (рис. 2, А). Представлены они преимущественно глинистыми, развиты отдельными полями на западе и северо-востоке территории. По современному состоянию относятся к слабоувлажненным и увлажненным разностям.

Особенности состава глинистых грунтовых толщ. В целом, состав глинистых отложений Барабинской низменности полиминерален, с преобладанием гидрослюд и монтморрилонита, а также каолинита. Для мелко- и тонкопесчаной фракции характерен полевошпатово-кварцевый состав. Содержание кварца достигает 30%, минералов группы полевых шпатов – до 20–25%. Содержание карбонатов может изменяться от первых процентов и достигать 15%. Среди минералов тяжелой фракции преобладает группа эпидот-цоизита и ильменита, часто встречается роговая обманка.

Говоря об особенностях литологического состава глинистых грунтовых толщ Барабинской низменности, стоит отметить следующее. Большинство сложено суглинистыми разностями: супесями, суглинками, а также глинами. Верхнюю часть толщ во многих разрезах территории, преимущественно на возвышенностях, венчают покровные субаэральные отложения, для которых характерно следующее: глины и суглинки желто-бурой окраски, часто обожжённые, с мелкими железо-марганцевыми стяжениями (для относительно пониженных участков характерно развитие современных отложений различного генезиса: аллювиального, озерного, болотного). При движении вниз по разрезу грунтовой толщи данные отложения сменяются на голубовато-серые, часто иловатые суглинки и глины, в местах неглубокого залегания часто разуплотненные. Достаточно часто встречаются прослои иловатых песков. Основание грунтовых толщ слагают разнообразные отложения: от тяжелых глин, суглинков, супесей с карбонатной сыпью до песков.

Свойства глинистых грунтовых толщ Барабинской низменности. Среди всего множества свойств грунтов в настоящей работе принято решение осветить лишь некоторые из них, наиболее специфические, определяющие условия проведения инженерно-строительной деятельности.

Набухаемость присуща многим глинистым грунтам в пределах Барабинской низменности. Касается это и покровных субаэриальных отложений, и суглинистых разностей, слагающих основание и среднюю часть грунтовых толщ, обладающих низкой влажностью и имеющих в своем составе минералы, склонные к набуханию, отмечено, что деформация свободного набухания достигает 15% для покровных суглинков и 22% для маловлажных глинистых отложений, залегающих в основании грунтовых толщ.

Более подробно говоря об отложениях верхней части грунтовых толщ, необходимо обратить внимание на следующее. Помимо покровных субаэриальных отложений, распространенных на более возвышенных участках, которые являются разуплотненными и им свойственна *просадочность* (коэффициент относительной просадочности составляет 0,006–0,030), специфическими свойствами обладают и другие отложения. Широко распространенные на территории среднеплейстоценовые отложения, представленные глинами, на участках с неглубоким залеганием отличаются некоторой специфичностью свойств: объемная масса ске-

лета снижается до $1,33 \text{ г/см}^3$, пористость возрастает до 51%. Они имеют желто-бурую, желто-серую окраску, макропористые, достаточно часто встречаются карбонатные включения, кристаллы гипса. В сравнении с нижележащими грунтами они находятся в разуплотненном состоянии. На участках гривоподобных возвышенностей отложения также характеризуются *просадочностью* (коэффициент относительной просадочности составляет 0,006-0,032). В межгривных же понижениях, а также «ложбинах стока» и приозерных впадинах отложения просадочностью не обладают. В целом, на данной территории просадочные свойства пород в значительной степени определяются характером микрорельефа. В средней и нижней частях грунтовых толщ отложения переходят в темно-серые, сизые суглинки и глины, как правило, тяжелые. Для грунтов характерно колебание естественной влажности по разрезу – от 6 до 41 %. Породы иловатые, насыщенные органическим веществом. В основании толщ отмечена повышенная плотность – до $2,8 \text{ г/см}^3$.

Следует упомянуть также современные озерно-болотные отложения, главным образом слагающие грунтовые толщи двухпородные глинистые с торфяным слоем в верхней части. Развита в центральной части низменности, а также на севере и северо-востоке. Представлены они высокопористыми глинами, суглинками и торфом. Высокое содержание органики, молодость отложений обуславливают высокие значения пластичности (Инженерная геология..., 1976). Прочностные свойства также характеризуются низкими значениями показателей. Отложения являются средне- и сильносжимаемыми.

Заключение. Инженерно-геологические условия Барабинской низменности довольно изменчивы. Участки, занимаемые грунтовыми толщами глинистыми увлажненными, торфяно-глинистыми сильноувлажненными, сложенными в свою очередь отложениями различного генезиса и обладающими в большинстве случаев низкими прочностными и деформационными свойствами, не являются благоприятными для массового строительства. В пределах развития грунтовых толщ глинистых слабоувлажненных необходимо принять во внимание возможность их набухания при сезонном увлажнении; а в областях развития увлажненных грунтовых толщ возникновение морозного пучения при промерзании грунтов вследствие повышенной влажности глин. Нельзя также не упомянуть возможность развития процессов морозного пучения в отложениях, выполняющих межгривные понижения и ложбины стока, обладающих значительной влажностью.

Наиболее благоприятными инженерно-геологическими условиями характеризуются территории наиболее возвышенные – междуречья и гривы, на которых глубина залегания подземных вод максимальна и отсутствуют слабые водонасыщенные отложения, относящиеся к области развития грунтовых толщ глинистых и песчано-глинистых переслаивающихся слабоувлажненных. Однако следует учесть, что многие глинистые отложения зоны аэрации, и особенно покровные субаэральные отложения обладают просадочностью, что непременно должно учитываться при планировании инженерной деятельности.

Список литературы

1. Грунтовые толщи Западно-Сибирской плиты / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 1988. 127 с.
2. Инженерная геология СССР. Т. 2. Западная Сибирь / Под ред. Е.М. Сергеева. М.: Изд-во МГУ, 1976. 495 с.
3. Коваленко В.Г. Классификация грунтовых толщ Аган-Вахтского междуречья // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2007. – № 5. – С. 439–449.
4. Орлова Л.А. Голоцен Барабы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. – 128 с.
5. Филатов М.М. Основы дорожного грунтоведения. – М.–Л.: 1936. – 538 с.

ЗЕМЛЕБИТНОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО: АНАЛИЗ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МАТЕРИАЛА НА ПРИМЕРЕ ПРИОРАТСКОГО ДВОРЦА

Тюрикова А.М.

Санкт-Петербургский горный университет

В одном из пригородов Петербурга – городе Гатчине – располагается уютный Приоратский дворец, построенный по проекту архитектора Н.А. Львова в конце XVIII века. Помимо своей необычной архитектуры, дворец уникален еще и технологией строительства.

Целью данной работы является комплексная оценка состава и физико-механических свойств материала, изготовленного по рецептуре Приоратского дворца – единственного памятника землебитного строительства в России.

Для оценки состава и физико-механических свойств материала, изготовленного по рецептуре Приоратского дворца, были сформованы модели кирпичей. Исходная смесь соответствовала следующему составу: гравий крупностью 3–7 мм – 4%; песок – 58%; пыль и глина – 38% (Дмитриев, 1895). В данную смесь добавлялась вода до приобретения смесью влажности, близкой к естественной (сжатая в руке смесь должна сохранять свою форму) (Мейснер, 1932). Далее кирпичи утрамбовывались в форме объемом 514,5 см³ до уплотнения примерно в 1,5 раза и оставались на воздухе при комнатной температуре до полного высыхания. При изготовлении моделей были использованы разные виды глинистых пород: I и II опыты проводились с использованием глинистых разностей преимущественно гидрослюдистого состава, в III были использованы кембрийские глины, содержащие в составе гидрослюда и монтмориллонит. Главная проблема на подготовительном этапе заключалась в выделении пылеватой и глинистой фракции. Ее брали по совокупности частиц, пришедших через сито с размером ячеек менее 0,1 мм.

Одновременно с изготовлением моделей были проведены серии лабораторных исследований физических свойств исходной смеси, определен гранулометрический состав ареометрическим методом. Результаты исследований представлены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1. Гранулометрический состав исходной смеси

Диаметры частиц, мм	Процентное содержание фракций, %		
	I	II	III
>2	5,9	5,1	4,2
2–1	2,8	4,1	3
1–0,5	8,2	10,0	10,3
0,5–0,25	24,0	25,7	10,5
0,25–0,1	15,4	15,7	16
0,1–0,005	20,5	15,3	4,1
0,05–0,001	12,4	9,6	20,4
0,01–0,005	5,4	9,6	10,2
<0,005	5,4	4,8	21,3

Таблица 2. Физические свойства образцов

Физический показатель	I	II	III
ρ, г/см ³	2,38	2,40	2,07
ρ _м , г/см ³	2,68	2,68	2,72
W, %	11,8	10	15,3
W _L , %	13,8	13,0	22,4
W _p , %	9,8	9,4	12,6
I _L	4,0	3,6	9,8

В результате приготовленная смесь практически соответствует использованной при постройке Приоратского дворца рецептуре. Различия в процентных соотношениях обусловлены тем, что для разных сортов глин наилучшее соотношение составных частей различно и находится опытным путем.

Готовые модели подвергали ряду испытаний для определения параметров прочности: предел прочности на одноосное сжатие, сцепление, угол внутреннего трения (таблица 3).

Таблица 3. Механические свойства образцов

№ модели	I	II	III
Параметры прочности			
Рсж, МПа	8,8	11,2	3,5
c, МПа	0,25	0,25	0,27
φ , °	40	40	37

Основным материалом при строительстве Приоратского дворца являлась сбалансированная смесь песка, глины и гравия. Главнейшее достоинство данной постройки, выполненной в технике землебитного строительства, заключается в том, что ее прочность с течением времени лишь увеличивается (Свенторжецкий, 1933). Специалисты Приоратского дворца утверждают, что стены сооружения спустя два столетия из бывшей земляной смеси под собственным весом превратилась в стекловидную массу, что положительно сказывается на устойчивости здания.

Проведенные исследования показывают, что указанная в литературных и фондовых материалах рецептура обеспечивает получение образцов высокой прочности (прочность на одноосное сжатие составила от 3,5 до 11,2 МПа). При этом наиболее высокие значения показали образцы, изготовленные с использованием глин гидрослюдистого состава. Их можно классифицировать как супеси песчанистые (ГОСТ 25100–2011). Для таких образцов плотность высушенных моделей составила 2,40 г/см³, прочность одноосного сжатия варьирует в пределах 8,8–11,2 МПа, средняя величина сцепления 0,25 МПа, среднее значение угла внутреннего трения 40°.

Исходя из этого, можно сделать вывод, что землебитное строительство забыто незаслуженно. Мы обязаны сохранять и поддерживать уникальное строение – Приоратский дворец. Результаты данной работы могут быть полезны при ведении реставрационных работ.

Список литературы

1. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация.
2. Дмитриев Н. «Земляное строение в Приоратском парке в Гатчине» // «Строитель», № 24, 1895.
3. Мейснер Л.Ф. «Землебитное строительство», М., 1932.
4. Пируток Ю.М. «Гатчина», Лениздат, 1975.
5. Свенторжецкий В.В. «Земля как строительный материал», Л., 1933.

ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ САМОИЗЛИВА ПРИРОДНЫХ РАССОЛОВ ИЗ КОЛЛЕКТОРОВ ТОЛБАЧАНСКОЙ И ЭЛЬГЯНСКОЙ СВИТ В ПРЕДЕЛАХ МИРНИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ)) НА ПРИМЕРЕ СКВАЖИНЫ 5Д

Янников А.М.

Вилуйская ГРЭ АК «АЛРОСА» ПАО, yannikov90@mail.ru

Натурные наблюдения за интенсивностью самоизлива пластовых вод производились по режимной сети скважин, сооруженных в подземных горных выработках на горизонте –790 рудника «Интернациональный». За период исследований, проводимых в 2014–2016 гг, было установлено, что параметры самоизлива по скважинам (интенсивность и т.д.) крайне изменчивы. Изменчивая интенсивность водопритокров по скважинам обусловлена особенностями водосодержащих коллекторов (Гидрогеология СССР, 1970), толбачанской (Бобров, 1959; Геология, гидрогеология..., 1986) и эльгянской (Бобров, 1959; Геология, гидрогеология..., 1986) свит.

Натурные наблюдения по скважине 5Д проводились с момента ее сооружения, т.е. в период с сентября 2014 по декабрь 2016 гг. Всего за период наблюдений по данной скважине было отмечено 14 периодов самоизлива (Загоруйко, Янников, 2017; Янников, 2016). Суммарная продолжительность которых составила 321 день. Объем самоизлившись рассолов составил 1187 м³.

Первый период с 22.09.2014 по 21.10.2014. Дебит самоизлива в начале составлял 0,08 м³/час, с последующим планомерным понижением до 0,02 м³/час. Атмосферное давление в течении этого периода изменялось от 715,0 мм. рт. ст до 736,1 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 728,5 мм. рт. ст.

С 22.10.2014 по 09.11.2014 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 716,8 мм. рт. ст до 739,0 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 725,8 мм. рт. ст. На окончание данного периода 09.11.2014 атмосферное давление составляло 726,0 мм. рт. ст.

Второй период с 10.11.2014 по 23.11.2014. Дебит самоизлива в течение всего периода был неизменен и составлял 0,01 м³/час. Атмосферное давление изменялось от 720,1 мм. рт. ст. до 736,4 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (10.11.2014) атмосферное давление составляло 736,4 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем росте атмосферного давления на 10,4 мм. рт. ст. (по сравнению с 09.11.2014).

С 24.11.2014 по 02.12.2014 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 710,1 мм. рт. ст. до 745,1 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 732,7 мм. рт. ст. На окончание данного периода 02.12.2014 атмосферное давление составляло 745,1 мм. рт. ст.

Третий период с 03.12.2014 по 08.12.2014. Дебит самоизлива в течение всего периода был неизменен и составлял 0,02 м³/час. Атмосферное давление изменялось от 735,1 мм. рт. ст. до 747,5 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 742,0 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (03.12.2014) атмосферное давление составляло 746,9 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем росте атмосферного давления на 1,8 мм. рт. ст. (по сравнению с 02.12.2014).

С 09.12.2014 по 12.01.2015 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 714,9 мм. рт. ст. до 738,3 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 730,8 мм. рт. ст. На окончание данного периода 12.01.2015 атмосферное давление составляло 733,6 мм. рт. ст.

Четвертый период с 13.01.2015 по 26.02.2015. Дебит самоизлива в начале составлял $0,05 \text{ м}^3/\text{час}$, с последующим плановым понижением до $0,02 \text{ м}^3/\text{час}$. Атмосферное давление в течении этого периода изменялось от 715,7 мм. рт. ст. до 745,7 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 730,1 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (13.01.2015) атмосферное давление составляло 743,2 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем росте атмосферного давления на 9,6 мм. рт. ст. (по сравнению с 12.01.2015).

С 27.02.2015 по 11.03.2015 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 720,8 мм. рт. ст. до 737,2 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 731,4 мм. рт. ст. На окончание данного периода 11.03.2015 атмосферное давление составляло 737,2 мм. рт. ст.

Пятый период с 12.03.2015 по 02.07.2015. За этот период дебит изменялся скачкообразно, а именно: 12.03.-06.04. дебит самоизлива составлял $0,015 \text{ м}^3/\text{час}$; 07.04.-19.04. – $0,02 \text{ м}^3/\text{час}$; 20.04.-05.05. – $0,015 \text{ м}^3/\text{час}$; 06.05.-19.05. – $0,01 \text{ м}^3/\text{час}$; 20.05.-02.07. дебит был неизменен и составлял $0,015 \text{ м}^3/\text{час}$.

Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 710,0 мм. рт. ст. до 741,0 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 725,3 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (12.03.2015) атмосферное давление составляло 731,8 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем падении атмосферного давления на 5,4 мм. рт. ст. (по сравнению с 11.03.2015).

С 03.07.2015 по 13.08.2015 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 718,0 мм. рт. ст. до 732,9 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 724,8 мм. рт. ст. На окончание данного периода 13.08.2015 атмосферное давление составляло 722,8 мм. рт. ст.

Шестой период с 14.08.2015 по 20.08.2015. Дебит самоизлива в начале составлял $0,2 \text{ м}^3/\text{час}$, с последующим плановым понижением до $0,1 \text{ м}^3/\text{час}$. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 723,0 мм. рт. ст. до 730,4 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 727,2 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (14.08.2015) атмосферное давление составляло 724,6 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем росте атмосферного давления на 1,8 мм. рт. ст. (по сравнению с 13.08.2015).

С 21.08.2015 по 08.09.2015 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 722,2 мм. рт. ст. до 737,6 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 730,7 мм. рт. ст. На окончание данного периода 08.09.2015 атмосферное давление составляло 729,6 мм. рт. ст.

Седьмой период связан с фиксацией кратковременного излива 09.09.2015. Дебит самоизлива составил $0,185 \text{ м}^3/\text{час}$. Атмосферное давление на 09.09.2015 составляло 732,0 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем росте атмосферного давления на 2,4 мм. рт. ст. (по сравнению с 08.09.2015).

С 10.09.2015 по 04.10.2015 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 712,8 мм. рт. ст. до 741,1 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 729,7 мм. рт. ст. На окончание данного периода 04.10.2015 атмосферное давление составляло 725,5 мм. рт. ст.

Восьмой период с 05.10.2015 по 11.10.2015. Дебит самоизлива в течение всего периода был неизменен и составлял $0,127 \text{ м}^3/\text{час}$. Атмосферное давление изменялось от 715,1 мм. рт. ст. до 738,0 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 729,0 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (05.10.2015) атмосферное давление составляло

720,1 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем падении атмосферного давления на 5,4 мм. рт. ст. (по сравнению с 04.10.2015).

С 12.10.2015 по 25.10.2015 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 724,4 мм. рт. ст. до 735,3 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 728,6 мм. рт. ст. На окончание данного периода 25.10.2015 атмосферное давление составляло 727,1 мм. рт. ст.

Девятый период с 26.10.2015 по 01.11.2015. Дебит самоизлива в течение всего периода был неизменен и составлял 0,092 м³/час. Атмосферное давление изменялось от 712,9 мм. рт. ст. до 734,8 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 726,9 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (26.10.2015) атмосферное давление составляло 730,3 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем росте атмосферного давления на 3,2 мм. рт. ст. (по сравнению с 25.10.2015).

С 02.11.2015 по 30.11.2015 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 718,0 мм. рт. ст. до 750,6 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 736,0 мм. рт. ст. На окончание данного периода 30.11.2015 атмосферное давление составляло 724,0 мм. рт. ст.

Десятый период с 01.12.2015 по 12.01.2016. Дебит самоизлива в течение всего периода был неизменен и составлял 0,15 м³/час. Атмосферное давление изменялось от 719,5 мм. рт. ст. до 740,5 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 730,9 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (01.12.2015) атмосферное давление составляло 725,1 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем росте атмосферного давления на 1,1 мм. рт. ст. (по сравнению с 01.12.2015).

С 13.01.2016 по 15.01.2016 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 735,8 мм. рт. ст. до 747,0 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 740,7 мм. рт. ст. На окончание данного периода 15.01.2016 атмосферное давление составляло 747,0 мм. рт. ст.

Одиннадцатый период с 16.01.2016 по 18.02.2016. За этот период дебит изменялся скачкообразно, а именно: 16.01.–20.01. дебит самоизлива составлял 1,2 м³/час; 21.01.–26.01. – 0,2 м³/час; 27.01.–03.02. – 0,87 м³/час; 04.02.–10.02. – 1,5 м³/час; 11.02.–18.02. – 1,3 м³/час.

Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 721,6 мм. рт. ст. до 752,2 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 733,1 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (16.01.2016) атмосферное давление составляло 746,0 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем падении атмосферного давления на 1,0 мм. рт. ст. (по сравнению с 15.01.2016).

С 19.02.2016 по 09.03.2016 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 719,7 мм. рт. ст. до 741,6 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 733,5 мм. рт. ст. На окончание данного периода 09.03.2016 атмосферное давление составляло 731,8 мм. рт. ст.

Двенадцатый период с 10.03.2016 по 13.03.2016. Дебит самоизлива в течение всего периода был неизменен и составлял 0,1 м³/час. Атмосферное давление изменялось от 720,4 мм. рт. ст. до 731,5 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 726,6 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (10.03.2016) атмосферное давление составляло 724,1 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем падении атмосферного давления на 7,7 мм. рт. ст. (по сравнению с 09.03.2016).

С 14.03.2016 по 20.04.2016 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось

от 712,1 мм. рт. ст. до 745,3 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 727,9 мм. рт. ст. На окончание данного периода 20.04.2016 атмосферное давление составляло 712,1 мм. рт. ст.

Тринадцатый период с 21.04.2016 по 25.04.2016. Дебит самоизлива в течение всего периода был неизменен и составлял 0,01 м³/час. Атмосферное давление изменялось от 729,8 мм. рт. ст. до 740,6 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 734,8 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (21.04.2016) атмосферное давление составляло 729,8 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем росте атмосферного давления на 17,7 мм. рт. ст. (по сравнению с 20.04.2016).

С 26.04.2016 по 12.05.2016 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 715,0 мм. рт. ст. до 740,9 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 723,9 мм. рт. ст. На окончание данного периода 12.05.2016 атмосферное давление составляло 722,9 мм. рт. ст.

Четырнадцатый период с 13.05.2016 по 18.05.2016. Дебит самоизлива в течение всего периода был неизменен и составлял 0,01 м³/час. Атмосферное давление изменялось от 709,8 мм. рт. ст. до 730,8 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 722,1 мм. рт. ст. На начало периода самоизлива (13.05.2016) атмосферное давление составляло 723,8 мм. рт. ст., что свидетельствует о произошедшем росте атмосферного давления на 0,9 мм. рт. ст. (по сравнению с 12.05.2016).

С 19.05.2016 по 31.12.2016 отмечался «сухой» период, в течение которого каких-либо изливов пластовых вод не возникало. Атмосферное давление в течение этого периода изменялось от 712,9 мм. рт. ст. до 750,6 мм. рт. ст. Т.е. за этот период колебание давления между экстремальными значениями составило 37,7 мм. рт. ст. Среднее значение атмосферного давления за этот период составило 729,9 мм. рт. ст.

Список литературы

1. Бобров А.К. К стратиграфии кембрия нижнего течения р. Олекмы. Тр. ЯФСОАН СССР. Серия геол. об. 4. 1959 г.
2. Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы / Е.И. Бодунов, В.Л. Белецкий, Г.С. Фрадкин и др. – Якутск: изд. ЯФ СО АН СССР, 1986. – 176 с.
3. Гидрогеология СССР. Том XX. Якутская АССР. М. Недра, 1970 г.
4. Янников А.М. Информационный отчет о результатах мониторинговых замеров по сети дегазационных скважин гор. –790 рудника «Интернациональный» за 2015 год. Мирный. 2016 г.
5. Загоруйко А.А., Янников А.М. Отчет о результатах геологического изучения глубоких горизонтов трубки «Интернациональная» в интервале абсолютных отметок -1050 – -1250 м с подсчетом запасов алмазов по состоянию на 01.01.2017 г. в 6-ти книгах (Объект «Глубокий-4») Лицензия ЯКУ № 15827 КП. Книга 4. Текст. результаты бурения скважины № 307 с комплексом гидрогеологических и геофизических исследований в районе трубки «Интернациональная» в 2015–2017 гг. Мирный. 2017 г.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЕТРОВЫХ ТЕЧЕНИЙ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА НА ОСНОВЕ ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА DELFT 3D

Льюмменс Л.¹, Терский П.Н.^{1,2}

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, lleummens@gmail.com

²Государственный Океанографический Институт им. Н.Н. Зубова

Онежское озеро представляет колоссальную важность для развития Северо-Западного района РФ, являясь для него одним из главных объектов гидроэнергетики. Проблема охраны вод озера возникла вместе с ростом населения Карелии, что повлекло за собой интенсивное развитие промышленности и коммунального хозяйства региона.

Всесторонние исследования процессов, происходящих в Онежском озере, проводятся в Карельском Научном центре РАН. Эти исследования касаются, главным образом, внутриводоемных процессов экологического состояния вод и донных отложений.

Однако, существует ряд работ, в которых приводятся сведения о течениях Онежского озера, обзор которых приведен в (Атлас, 2010). Также обобщение известной на данный момент информации по данной тематике можно найти в (Rukhovets, 2010). Основанные на данных наблюдений за течениями, начатыми в 1970-х гг в КарНЦ РАН, расчеты показали, что озеро обладает инерционными колебаниями течений с периодом около 13.5 ч, а скорости на поверхности достигают 130 см/с в летний период (Кауфман и др. 1990). Расчеты данных наблюдений выполнены для отдельных румбов (С-З, Ю-В направления) и для относительно мелкого масштаба. Данные наблюдений позволили сделать подробные обобщения циркуляционных процессов, которые с помощью мезомасштабной модели дали представления о циркуляции вод Онежского озера (Белецкий и др. 1991).

В настоящем исследовании предпринимается попытка воспроизведения циркуляционных процессов с использованием современных данных метеорологического реанализа (ERA-Interim) и популярной гидродинамической модели DELFT3D с целью моделирования и картирования ветровых течений, имеющих первостепенную роль на акватории Онежского озера. С учетом возрастающих требований к мониторингу экологического состояния водных объектов полученные результаты могут быть использованы для изучения транспорта загрязняющих веществ по всей площади объекта.

Актуальность, проведенного исследования обозначена относительно малой изученностью рассматриваемого вопроса, учитывая его важность для изучения экологического состояния Онежского озера. Крупные работы, направленные на изучение ветровой составляющей течений в объекте исследования, были проведены более 20 лет назад (Кауфман и др. 1990), что в условиях современного глобального изменения климата является сравнительно большим сроком.

Современные исследования циркуляционных процессов с точки зрения волнового воздействия на берега проведены в рамках НИР ФГБУ ГОИН в 2014–2015 (Исследование современного состояния... 2015), проведено изучение экологической обстановки на объекте, получены предварительные результаты оценки ветро-волновых воздействий на берега Онежского озера (Игнатов и др., 2018).

Зачастую для водоемов могут быть получены лишь долговременные ряды измерений в отдельных его точках, расположенных в пространстве на большом удалении друг от друга, и явно недостаточных для составления детальных схем течений по всей акватории. При этом необходимо учитывать влияние сразу нескольких факторов с разными временными масштабами. Поэтому для изучения динамики вод в озере наряду с экспериментальными работами необходимо использовать методы моделирования.

В данной работе для решения поставленных задач использовался программный комплекс DELFT3D нидерландских разработчиков из независимого института прикладных исследований

в сфере поверхностного и подземного стока Deltares. В качестве основных исходных данных модели были взяты навигационные карты Онежского озера, на основе которых была построена карта глубин средствами программного комплекса ArcGIS, и данные реанализа по скорости и направлению ветра в пределах акватории. С целью увеличения точности расчета были также использованы реанализ по атмосферному давлению за аналогичный период и данные о расходе воды в основных притоках Онежского озера. Поскольку наибольшее влияние на формирование течений в водоемах ветровое воздействие оказывает на ближайшие к поверхности горизонты, в данном исследовании моделирования проводилось для десяти слоев, из которых наиболее значимым, с точки зрения результатов, был верхний слой, составляющий 10% от средней глубины в ячейке расчетной сетки модели.

Потоковый модуль модели (DELFT3D-FLOW) основан на решении нестационарных уравнений малой воды в двух или трех измерениях. Система уравнений, используемая в модели, состоит из горизонтальных уравнений импульса, уравнения неразрывности, уравнения движения потока и замкнутой модели турбулентности. Это делает возможным использование данного модуля для моделирования гидродинамических характеристик в мелких морях, прибрежных зонах, устьевых областях рек, реках и озерах. Информация о структуре модели и подтверждение ее работоспособности представлено в (Lesser et al. 2004).

Программный комплекс DELFT3D имеет широкое распространение, в первую очередь, за рубежом. Исследования, проведенные с использованием различных модулей этой модели, представлены в множестве различных направлений гидрометеорологии (Han, Lu 2015; Sutherland et al. 2004; Zhou 2013). В том числе, модель применялась для решения задач близких к решаемым в данном исследовании (Nettleton, 2010; Kaçikoç, 2014). По ряду причин использование DELFT3D в России развито слабее. Примерами интеграции модели в работы российских исследователей являются (Архипов и др., 2015; Льюменс, 2016).

В результате применения модели к условиям июня 2015 года был получен ряд характеристик поверхностного слоя Онежского озера, включая уровень воды, направление и величину горизонтальных скоростей течения. В целом, полученные в ходе расчета данные соответствуют типичной картине ветровых течений в Онежском озере за летний период (Охлопкова, 1972), а именно, наибольшая выраженность течений наблюдается в прибрежной зоне и имеет характер циркуляционного течения. При этом малую роль в формировании потока имеют многочисленные притоки озера. Несмотря на некоторую схожесть типичной и смоделированной картины течений, наблюдаются серьезные расхождения в направлении течений, обусловленных действием ветра, на некоторых участках водоема. Подобные несоответствия могут быть в первую очередь вызваны конкретными погодными условиями, наблюдаемыми в период расчета. Стоит отметить, что наибольшие скорости течения наблюдались вдоль восточного и северо-восточного побережья озера, однако они, согласно расчету, не превышали 0,2 м/с. При этом средняя скорость ветра составила приблизительно 3 м/с, а его направление было преимущественно северо-западным. Колебания уровня воды составили около 10 см.

Источники информации о рельефе дна Онежского озера – лоция Онежского озера за 1984 год.

Исследование выполняется в рамках научного проекта, финансируемого РФФИ (№ 18-35-00545). Авторы выражают благодарность сотрудникам ФГБУ «ГОИН» за помощь в написании статьи и поиске материалов.

Список литературы

1. Белецкий Д.В., Демин Ю.Л., Филатов Н.Н. Комплексные исследования гидрофизических полей Онежского озера как имитационной модели океана // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1991. № 27. – С. 1172–1182.
2. Исследование современного состояния и качества вод Онежского озера: Отчет о НИР (заключительный) по ГК № 31/14 от 16.09.2014 / ФГБУ «ГОИН». Руководитель Землянов И.В. – М., 2015. 622 с.
3. Льюменс М. Исследование гидродинамических процессов в крупных эстуариях / Эрозионные, русловые и устьевые процессы (исследования молодых ученых университетов): сборник статей по материалам XI семинара молодых ученых вузов, объединяемых советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов, Мининский Университет Нижний Новгород, с. 151–157.

4. Математическое моделирование влияния судоходного морского канала в северной части Обской губы на гидродинамический и термохалинный режим Обской губы: Научно-технический отчет от 2015 / ФИЦ ИУ РАН. Руководитель проекта: Архипов Б.В. – М., 2015.
5. Онежское озеро. Атлас / Отв. ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2010. 151 с.
6. *Охлопкова А.Н.* Течения в Онежском озере // Динамика водных масс в Онежском озере – Л: Наука Пресс, С. 74–114.
7. Применение расчетных методов для изучения динамики берегов Онежского озера и их развития / Е. И. Игнатов, И. В. Землянов, А. Ю. Санин и др. // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. – 2018. – № 3. – С. 84–93.
8. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Т. 2. Карелия и Северо-Запад. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974.
9. Экосистема Онежского озера и тенденции ее изменения / Отв. ред. Кауфман З.С. Ленинград: «Наука», 1990, 260 с.
10. *Han Y., Lu Ch.* Process Research on Estuarine Turbidity Maximum and Mouth Bar of Yangtze Estuary after the Improvement Works / *Procedia Engineering* 116 (2015) 80–87.
11. *Kaçikoç M., Beyhan M.* Hydrodynamic and Water Quality Modeling of Lake Eğirdir / *Clean Soil Air Water*, Volume 42, Issue 11, 2014, p. 1489–1660.
12. *Lesser G.R., Roelvink J.A., van Kester J.A.T.M., Stelling G.S.* Development and validation of a three-dimensional morphological model / *Coastal Engineering* 51 (2004) 883–915.
13. *Nettleton P.C.* Modeling of water quality impacts from the Maitland River within the Lake Huron nearshore in the vicinity of Goderich in 2003 / Great Lakes Monitoring Unit, 2010.
14. *Rukhovets L., Filatov N.* Ladoga and Onego – Great European Lakes. Observations and Modelling / Praxis Publishing, 2010, 314 p.
15. *Sutherland J., Walstra D.J.R., Chester T.J., van Rijn L.C., Southgate H.N.* Evaluation of coastal area modelling systems at an estuary mouth / *Coastal Engineering* 51 (2004) 119–142.
16. *Zhou X., Zheng J., Doong D.-J., Demirbilek Z.* Sealevel rise along the East Asia and Chinese coasts and its role on the morphodynamic response of the Yangtze River Estuary / *Ocean Engineering* 71 (2013) 40–50.

СОДЕРЖАНИЕ

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

<i>Светов С.А.</i> Суйсарский комплекс Онежской структуры – уникальный объект для петрологических исследований	5
<i>Акимова Е.Ю., Азимов П.Я., Серебряков Н.С., Доливо-Добровольский Д.В.</i> Особенности минералогии и Р-Т-условия формирования кианитовых амфиболитов Лягкомины, Северная Карелия	8
<i>Алентьев Ю.Ю.</i> Виды карбонатных техногенных натечных образований	12
<i>Бакаева А.В.</i> Грубообломочный материал неоархейского молассоидного комплекса Центральной Карелии: петрографическая и геохимическая характеристика	16
<i>Владимирова В.А., Сийдра О.И.</i> Синтезированный структурный аналог эксгальационного минерала аверьевита $[\text{Cu}^{2+}_5\text{O}_2](\text{VO}_4)_2 \cdot n(\text{Cu}, \text{Cs}, \text{Rb}, \text{K})\text{Cl}_x$	20
<i>Волкова Г.Д., Юткина Е.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Лапцевич А.Г., Кузьменкова О.Ф.</i> Ксенолиты гранулитов из щелочных ультрамафитов Жлобинского поля (Припятский прогиб): минералого-геохимические особенности и Р-Т условия образования ..	23
<i>Гоголев М.А.</i> Койкарский домен, как составная часть мезоархейской субдукционной системы на западном фланге Водлозерского протока континента	27
<i>Головко О.В., Верецагин О.С.</i> Определение термодинамических параметров формирования миаскитовых пегматитов Сагасен	28
<i>Гудков А.В., Каменский И.Л., Колобов В.В., Тараканов С.В., Толстихин И.Н.</i> Места нахождения и подвижность изотопов ^3He и ^4He в минерале и его строение (на примере амфибола)	32
<i>Гурина Е.А.</i> Особенности строения сумийских вулканитов Имандра-Варзугской структуры и численное моделирование их петрогенезиса	36
<i>Дмитриева А.В.</i> Щелочной метасоматоз и рудная минерализация габбродолеритов Елмозерского синклинория	39
<i>Дмитриева А.В., Гордон Ф.А.</i> Гранитоиды Хаутаваарской структуры (Южная Карелия)	43
<i>Егорова С.В., Степанова А.В.</i> Дайки базитов с возрастом 2505 млн лет Кольско-Мурманской провинции: особенности химизма и минерального состава	47
<i>Забавчик Н.И.</i> Морфология и температуры кристаллизации циркона в габбро-анортозитах Кольского региона	49
<i>Иващенко О.В., Арзамасцев А.А., Зайцев А.Н.</i> Минералогия базальтовых лав Огол (Кратерное нагорье, Танзания)	53
<i>Кервинен А.В., Ковальчук Е.В., Степанова А.В.</i> Циркон в габбро-пегматитах Боярского массива Беломорской провинции Финляндии: морфология, внутреннее строение, геохимия	54
<i>Ковальчук А.А., Приходько А.В.</i> Структурные и температурные исследования тонких углеродных пленок	57
<i>Кожухметов Е.К., Козулина Т.В.</i> Петрографическая и геохимическая характеристика пород Саганакского массива (Горная Шория)	59
<i>Коньшев А.А., Чевычелов В.Ю.</i> Два типа высокодифференцированных гранитов Салминского батолита: минералого-геохимические особенности	63

Кунаккузин Е.Л., Серов П.А., Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Нерович Л.И. Изотопный состав Nd в пороодообразующих минералах главных разновидностей пород массива Мончетундра (северо-восток Фенноскандинавского щита)	66
Лезжов А.М. Ксенолиты в палеопротерозойских дайках о. Избная Луда (Гридинская зона меланжа, Беломорская провинция)	69
Михайленко Ю.В. Литогеохимия карбонатно-терригенных пород каруярвинской свиты верхнего рифея (полуостров Средний)	72
Никифоров А.А. Ассоциации и тренды кристаллизации хромшпинелидов в комплексе Падос-Тундра, Кольский п-в	76
Парфенов А.В. Петролого-минералогические характеристики пород Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ)	79
Русак А.А., Конышев А.А., Алферьева Я.О., Ковальчук Е.В. Новые данные о брекчиях с кварц-полевошпат-порфировым цементом, ассоциирующих с гранитами-рапакиви, Салминский батолит, Южная Карелия	83
Седова А.М., Зайцев А.Н. Минералогия эффузивных силикатных пород вулкана Мосоник (Северная Танзания)	86
Стешенко Е.Н., Баянова Т.Б., Дрогобужская С.В., Екимова Н.А., Забавчик Н.И., Русина А.С., Новиков А.И. Новые данные о возрасте (U-Pb, ID-TIMS) и геохимических особенностях циркона (палеопротерозойский Колвицкий анортозитовый массив)	89
Сысоев И.В., Фёдоров Б.В. Петрохимическая характеристика и этапы формирования раннемелового диорит-гранодиорит-гранитного Баки-Дербекинского комплекса (Якутия)	93
Сулейманлы Р.Дж., Юзбашева У.А. Изменение фазового состояния вещества и минеральных видов магматических пород Дашкесанского интрузива Малого Кавказа	96
Таланов А.А., Рожков С.П., Березина О.Я. Влияние модифицирования люминофора ZnS:Cu наночастицами шунгитового углерода на релаксационные характеристики примесных парамагнитных ионов марганца	100
Фомина Е.Н., Пуха В.В., Мокрушина О.Д., Козлов Е.Н. Маргарит в силлиманитовых сланцах Кейв (Кольский п-ов)	103

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА

Слабунов А.И. Геодинамические процессы в мезо- и неогарее Земли: взгляд с Фенноскандинавского и Южно-Африканского щитов	108
Аверина А.Е. Новые сведения геологического исследования памятника природы Саблино, реки Поповка, природного музея-заповедника «Парк Монрепо», реки Оредеж (Ленинградская область)	110
Долгая А.А. Моделирование миграции очагов землетрясений в зонах с различными геодинамическими обстановками	115
Дубкова К.А., Черепанина А.В. Латеральные изменения палеогена в районе горы Ак-Кая (Центральный Крым) и их тектоническая интерпретация	118
Кушнарева А.В. Количественная оценка деформации юго-восточной части хребта Таласский Алатау	122
Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Иванова Н.Д., Приступов Е.А. Роль корового вещества при формировании вещественных комплексов Ветреного Пояса. Юго-Восток Фенноскандии	125

Сидорова Е.Ю. Формация кор выветривания фундамента Южно-Татарского и Северо-Татарского сводов и ее минералого-геохимические особенности	129
Старцева К.Ф. Геодинамическая модель Восточно-Баренцевоморского бассейна	130
Янникова Ю.Ю., Янникова Л.Ю., Русанов Р.В. Сравнительная характеристика черных сланцев месторождений «Красное» (Иркутская область) и «Глухое» (Приморский край)	134
Sohrabi A., Safaei H. Development of Cheshmeh Rostam fault in the depth and mechanism of tectonic evidences on the surface (south of Tabas – Central Iran)	137

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ

Щипцов В.В. Минерагения Фенноскандинавского щита (краткий современный обзор)	144
Аббасов Н.А., Рустамова Р.Е., Гусейнова А.Н. Геолого-тектоническая характеристика и особенности размещения медно-порфировых месторождений Ордубадского рудного района Мисхано-Зангезурской зоны Малого Кавказа	152
Аббасов Н.А., Рустамова Р.Е., Гусейнова А.Н. Модель промышленно-генетических типов месторождений медно-порфировых руд юга Малого Кавказа	155
Борисенко Е.С., Тележкин А.А., Еременко Е.Г., Кунаккузин Е.Л. Ассоциация минералов платиновой группы в базитах юго-восточной части массива Мончетундра	159
Вафина М.С. Минералого-технологические исследования калийных пород Якшинского участка	161
Ефремова У.С., Макарьев Л.Б. Связь уранового и олово-вольфрамового оруденения с позднекарельским гранитообразованием на западной части Тонодского поднятия (Северное Забайкалье)	165
Иванов Д.В., Толстов А.В., Иванов В.В. Особенности морфологии и вещественного состава кимберлитового тела Структурное (Западная Якутия)	168
Кирезиди С.В. О рудоносности малых интрузий Кумбель-Угамской зоны глубинных разломов	172
Кирезиди С.В. Селениды и теллуриды руд месторождения Кочбулак	176
Климовская Е.Е. Минералогические особенности метакоматиитов Костомукшской зеленокаменной структуры	179
Коробков Я.С., Лыткин К.А., Коробков И.Г. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы	182
Лыткин К.А., Коробков И.Г. Палеоландшафты каменноугольных коллекторов алмазов на востоке Тунгусской синеклизы	186
Норматов У.А., Мамарозилов У.Д. Комплексные редкометалльные пегматиты Алтын-тауского рудного поля (Центральные Кызылкумы)	189
Павлова М.А., Шелухина Ю.С., Снигиревский С.М. Девонские угли Северного Тиммана	194
Черный Г.В., Лыткин К.А., Коробков И.Г., Печенкин М.М. Минерагеническая роль авлакогенов в процессах развития кимберлитового магматизма	198

ГЕОФИЗИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Рязанцев П.А. Использование метода георадиолокации для определения структуры торфяных залежей	203
Бакунович Л.И. Распределение плотностных неоднородностей в земной коре Приладожья по комплексу геолого-геофизических данных	205
Белохвостик Д.М., Воробьев Ю.В., Кузовенков А.Д., Самсонкин А.В. Проблемы современной геофизики при поисках россыпных месторождений золота и металлов платиновой группы	209

Дорохова Е.В., Воробьёв Ю.В., Кузовенков А.Д., Перхурова В.А., Самсонкин А.В. Электроразведка методом вызванной поляризации при поиске медно-колчеданных руд (на примере Уткинского месторождения)	213
Караман А.А., Гончаров А.Г. Численное моделирование ожидаемого потока для проектируемого геонейтринного детектора LENA (Пюхьярви, Финляндия)	217
Павловская Е.А. Изучение строения озовой гряды геофизическими методами	222
Родионов А.И., Николаева С.Б., Рязанцев П.А. Поиск и локализация сейсмодислокаций в четвертичных отложениях методом георадиолокации	225
Родионов А.И., Рязанцев П.А., Кибров И.С. Физическое моделирование различных геометрических параметров локальных объектов с применением метода георадиолокации	229
Себровский К.Э., Лебедев С.В. Разработка цифровой модели карты глубин оз. Лошамьё по данным георадиолокационной съемки	232
Шутов А.С. Обработка сейсморазведочных данных методом сейсмической томографии	235

ГЕОЭКОЛОГИЯ И РАЦИОНАЛЬНОЕ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ

Даувальтер В.А. Донные отложения озер – источник информации о прошлых условиях окружающей среды	240
Адельфинская Е.А. Исследование эффективности микробиологического этапа рекультивации почв, загрязненных нефтепродуктами, с использованием сорбента на основе модифицированного торфа	241
Борисова К.А., Лебедев С.В., Федоров П.В. Экологический риск, связанный с фосфоритовыми конкрециями пород лезтесской свиты в районе Саблинского памятника природы	245
Гришнякова А.И., Лебедев С.В. Гамма-поле над почвами горы Кирхгоф (Ленинградская область)	247
Иванова Е.А., Исаева Л.Г., Ершов В.В. Формирование древесного опада сосновых лесов на северном пределе распространения в условиях аэротехногенного загрязнения	249
Келехсаева А.Г., Кравченко А.А., Кулебакина Е.О. В гостях у амурского тигра	252
Кикеева А.В. Содержание РЗЭ в почвах, прилегающих к Зажогинскому месторождению шунгитовых пород	254
Кобик Л.Б. Экологический подход к картированию подводных ландшафтов на примере двух ключевых участков восточной части Финского залива	258
Коньшев А.А., Сидкина Е.С., Черкасова Е.В., Бугаев И.А. Источники загрязнения поверхностных вод Питкярантского рудного района	263
Копылова В.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Эколого-геохимические особенности почв южного кластера национального парка «Смоленское Поозерье»	265
Коршак К.А., Подлипский И.И. Результаты статистической обработки данных по содержанию тяжелых металлов в грунтах водосборной площади озера Дудергофское	267
Курбонов Н.Б., Норматов И.Ш. Гидрохимия и исследования изотопного состава реки Зеравшан и ее притоков	271
Малькевич М.В., Томаш М.С. Вредители стволов и листвы в пригородных лесах	275
Морозова М.А., Куриленко В.В. Фиторемедиация почв от тяжелых металлов с помощью Горчицы белой	278
Никерина Н.В., Литвиненко И.В. Специфика биоаккумуляции полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в водных экосистемах	281

Подлипский И.И. Особенности латеральной и радиальной дифференциации Cu, Pb и Zn в грунтах на территории золошлакоотвала (г. Питкяранта, Республика Карелия)	284
Слуковский З.И., Денисов Д.Б., Черепанов А.А. Первые результаты обследования озер, расположенных в черте г. Мурманска (июль 2018 г.)	288
Слуковский З.И., Новицкий Д.Г. Основные формы нахождения V, Ni и Cr в загрязненных донных отложениях городского озера, расположенного вблизи ТЭЦ (Петрозаводск, Республика Карелия)	291
Строков А.А., Санин А.Ю., Терский П.Н., Фатхи М.О. Современная гидроэкология Онежского озера и его бассейна	295
Цехмистер Е.Н., Подлипский И.И. Оценка качества рекультивации полигонов ТБО в городе Санкт-Петербург	299
Чубарова Ю.М., Зеленковский П.С., Сикорский И.А. Эколого-геохимическая оценка почв заповедника «Опукский» (Республика Крым, РФ)	303
Штабровская И.М., Зенкова И.В. Сравнительные исследования температуры подстилок на участках горно-тундрового пояса Хибин с разной экспозицией	304

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Изотова В.А. Развитие техногенного поля вибраций на территории Васильевского острова Санкт-Петербурга	309
Лескова П. Г. Гидрогеологическое обоснование особенностей строительства инженерных объектов в аридных областях (на примере Бушерской АЭС, Иран)	312
Никифоров А.Г. Инженерно-геологические характеристики стариц рек Олонецкого района	316
Петрова А.В. Строение, состав и свойства глинистых грунтовых толщ Барабинской низменности	320
Тюрикова А.М. Землебитное строительство: анализ физико-механических свойств материала на примере Приоратского дворца	324
Янников А.М. Влияние атмосферного давления на интенсивность самоизлива природных рассолов из коллекторов толбачанской и эльгянской свит в пределах Мирнинского кимберлитового поля (Республика Саха (Якутия)) на примере скважины 5д	326
Льюмменс Л., Терский П.Н. Моделирование ветровых течений Онежского озера на основе программного комплекса Delft 3D	330

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции,
посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР
К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова

1–5 октября 2018 г.

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологии – обособленного подразделения
Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Федерального исследовательского центра
«Карельский научный центр Российской академии наук»*

Издано в авторской редакции

Подписано в печать 24.09.2018 г. Формат 60×84 ¹/₈. Гарнитура Times.
Уч.-изд. л. 31,5. Усл.-печ. л. 39,29. Заказ № 512

Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр Российской академии наук»
Редакционно-издательский отдел
185003, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50